



Combinaison de mesures actives et passives pour l'étude des nuages dans le cadre de la préparation à la mission **EarthCARE**

Marie Ceccaldi

► To cite this version:

Marie Ceccaldi. Combinaison de mesures actives et passives pour l'étude des nuages dans le cadre de la préparation à la mission EarthCARE. Climatologie. Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, 2014. Français. NNT : 2014VERS0017 . tel-01119939

HAL Id: tel-01119939

<https://hal.science/tel-01119939>

Submitted on 24 Feb 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines

THÈSE

Présentée pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR EN SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE VERSAILLES SAINT
QUENTIN EN YVELINES

Spécialité: Météorologie, océanographie physique de l'Environnement

par

Marie CECCALDI

Combinaison de mesures actives et passives pour l'étude des nuages dans le cadre de la préparation à la mission EarthCARE

Soutenue le 8 Septembre 2014 devant la Commission d'examen:

M.	Philippe BOUSQUET	(Président du jury)
M.	Jérôme RIEDI	(Rapporteur)
M.	Johannes QUAAS	(Rapporteur)
M.	Olivier JOURDAN	(Examineur)
M.	Anthony ILLINGWORTH	(Examineur)
M.	Jacques PELON	(Directeur de thèse)
M.	Julien DELANOË	(Co-directeur de thèse)

Remerciements

Je remercie le CNES et ACRI-ST pour avoir financé ce travail de thèse.

Je remercie l'Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines ainsi que tout le personnel du LATMOS pour m'avoir accueillie pour la durée de cette thèse.

Je remercie tous les membres de l'équipe SPACE pour leur soutien et leur aide constants au cours de ces trois ans. En particulier je voudrais remercier Yvon Lemaître pour avoir assisté à toutes mes répétitions de soutenance et pour ses conseils très avisés, Audrey Martini pour avoir eu le courage de lire mon manuscrit et pour m'avoir écoutée râler tout ce temps et Nicolas Viltard pour m'avoir convaincue de tenir bon.

Je remercie le département de météorologie de l'Université de Reading, en particulier Robin Hogan et Nicola Pounder, pour m'avoir accueillie et aidée à avancer sur des points critiques de mon travail.

Je remercie Jérôme Vidot de Météo France pour son aide sur RTTOV.

Je remercie Nicolas Pascal du centre ICARE pour son aide et sa patience.

Je remercie Alain Protat pour avoir grandement participé et aidé à la rédaction des articles soumis au cours de cette thèse.

Je remercie les membres de mon comité de thèse Olivier Jourdan et Nicolas Lamquin pour leurs conseils.

Je remercie tous les membres du jury pour l'attention portée à ce travail.

Enfin, je remercie mes deux directeurs de thèse Julien Delanoë et Jacques Pelon pour leur aide et leur soutien tout au long de cette thèse.

Table des matières

Introduction	9
I Pourquoi étudier les nuages ?	17
1 Introduction sur les nuages	18
1.1 Formation et dissipation des nuages	18
1.2 Les cristaux de glace des nuages	18
1.3 La distribution dimensionnelle des particules (DDP)	20
1.4 Les paramètres microphysiques clés pour l'étude des processus nuageux .	21
2 Impacts des nuages sur le temps et le climat	23
2.1 Les nuages et le cycle hydrologique atmosphérique	23
2.2 Forçage radiatif des nuages	25
2.3 La rétroaction des nuages	28
3 Les modèles de prévision	31
3.1 La modélisation du temps et du climat	31
3.2 Paramétrisation des nuages dans les modèles	33
3.3 Evaluation de la représentation des nuages dans les modèles de prévision du temps	34
3.4 Evaluation de la représentation des nuages dans les modèles de climat . .	36
II Comment étudier les nuages et leurs impacts	39
1 Instruments	40
1.1 Principes de télédétection - Rayonnement	40
1.2 Instruments de télédétection passive	42
1.3 Instruments de télédétection active	43
1.4 Instrumentation in-situ – sondes microphysiques	46
2 Missions spatiales	47
2.1 A-Train	47
2.2 EarthCARE	50

3	Campagnes de mesures aéroportées RALI	53
3.1	Présentation de RALI	53
3.2	Les campagnes RALI	54
4	Les méthodes de restitution de paramètres microphysiques et radiatifs des nuages de glace	55
4.1	Les méthodes mono instrument	55
4.2	Les méthodes synergiques	57

III Evolution de la classification des hydrométéores DARDAR-MASK 59

1	Le produit DARDAR-MASK v1.1.4	60
2	Nouveau produit DARDAR-MASK	64
2.1	Présentation de la nouvelle méthode de classification	64
2.2	Traduction de l'abstract de l'article (cf. Annexe)	66
3	Détail de la méthode et évolution depuis la publication	66
3.1	Masque lidar	67
3.2	Masque radar	74
3.3	Interdépendance des masques lidar et radar finaux	75
3.4	Couches de forte rétrodiffusion lidar	76
3.5	Classification d'hydrométéores	80
3.6	Comparaison à DARDAR-MASK v1.1.4	82
3.7	Adaptation à RALI	82

IV Evolution des restitutions de propriétés microphysiques des nuages de glace DARDAR-CLOUD 87

1	Rappel sur les problèmes inverses	88
1.1	Les problèmes inverses	88
1.2	L'optimisation	89
1.3	Contenu en information	91
2	Le produit DARDAR-CLOUD	91

2.1	La méthode variationnelle de DARDAR-CLOUD	92
2.2	Le modèle direct	94
2.3	Erreur sur les restitutions	98
3	Comparaison du code de transfert radiatif de DARDAR avec RTTOV	99
3.1	Présentation de RTTOV et paramétrisation pour les profils nuageux . . .	99
3.2	Comparaison des températures de brillance de DARDAR et RTTOV . .	101
4	Evolution du produit DARDAR-CLOUD	106
4.1	Nouvelle version de DARDAR-CLOUD	106
4.2	Comparaison entre DARDAR-CLOUD v2.1.1 et la nouvelle version . . .	108
4.3	Impact de la nouvelle configuration microphysique sur les restitutions . .	112
5	Adaptation de DARDAR-CLOUD aux mesures des campagnes RALI	117
V	Sensibilités des restitutions aux hypothèses du modèle	123
1	Etude de la sensibilité des restitutions	124
2	Impact du modèle microphysique sur les restitutions	126
2.1	Etude des températures de brillance	126
2.2	Impact de la relation a priori de N'_0 sur les restitutions d'IWC	132
2.3	Impact de la loi de masse-diamètre sur les restitutions d'IWC	133
3	Impact de l'assimilation des radiances IR sur les restitutions	137
3.1	Les combinaisons de radiances assimilées	137
3.2	Impact de l'assimilation de MODIS 213 sur IWC	139
3.3	Dépendance des restitutions d'IWC au choix de $M(D)$ avec assimilation des radiances	141
4	Cas d'étude	142
	Conclusion et perspectives	147
	Annexes	151

Introduction

Contexte général

Les enjeux des prévisions météorologiques et climatiques

Depuis les premiers âges, les humains ont appris à vivre au rythme des saisons dans des environnements et des climats plus ou moins cléments. Ils se sont adaptés aux conditions météorologiques pour développer leur agriculture et aménager leur territoire, leur habitat et leurs transports. Aujourd'hui, nous sommes encore très dépendants de notre environnement ; réussir à prévoir avec le plus de fiabilité possible le temps qu'il fera à plus ou moins long terme est donc vital. Les prévisions à court terme relèvent du domaine de la météorologie et nous permettent d'organiser notre quotidien ; les prévisions à long terme relèvent du domaine de la climatologie et permettent d'étudier les impacts que l'évolution du climat aura sur la population pour pouvoir prévoir une adaptation en douceur.

La climatologie et le système climatique

Le climat est un système complexe dont le soleil est le moteur, où interagissent les cinq grands éléments qui composent la Terre : l'atmosphère, l'océan, la lithosphère, la cryosphère et la biosphère. Les interactions entre ces éléments sont représentées sur la Figure .1 par des flèches à double sens.

La Terre est actuellement en période de réchauffement ; les interactions entre les éléments du système climatique font que cette augmentation de température a des répercussions sur l'ensemble du globe et entraîne une série de bouleversements sans précédent depuis des millénaires. Parmi les phénomènes les plus importants résultant du changement climatique, on observe une hausse de la température moyenne des océans et de l'atmosphère, une fonte des calottes glaciaires et des glaciers et une augmentation du niveau des mers [Stocker et al., 2013]. Tout ceci a une incidence sur les systèmes naturels (écosystèmes, systèmes hydrologiques) et les habitants des régions concernées.

Les altérations que subissent chacun de ces éléments, représentées par des flèches à sens unique sur la Figure .1, auront des répercussions sur les autres éléments.

L'hydrosphère (les océans) a un effet régulateur grâce au transport de chaleur engendré par les courants marins de l'équateur vers les pôles. Les océans sont à l'origine de la plupart de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère.

La cryosphère (surfaces neigeuses et calottes glaciaires), à cause de sa couleur blanche, a un fort albédo et réfléchit donc beaucoup d'énergie solaire. Une fonte de la cryosphère entraîne une diminution de l'albédo ainsi qu'une diminution de la salinité dans les océans polaires et influence la circulation thermohaline.

La lithosphère (sol et végétation) émet du rayonnement Infra Rouge (IR) vers l'atmosphère qui restera en partie confiné sur Terre grâce à l'effet de serre. Elle joue donc un rôle important dans l'équilibre thermique de la Terre. Elle est également une grande source d'aérosols. Les modifications de l'utilisation des terres et de la topographie peuvent avoir des influences sur l'albédo et sur le régime de vents locaux.

La biosphère absorbe et rejette des gaz à effet de serre, principalement le CO₂ et la

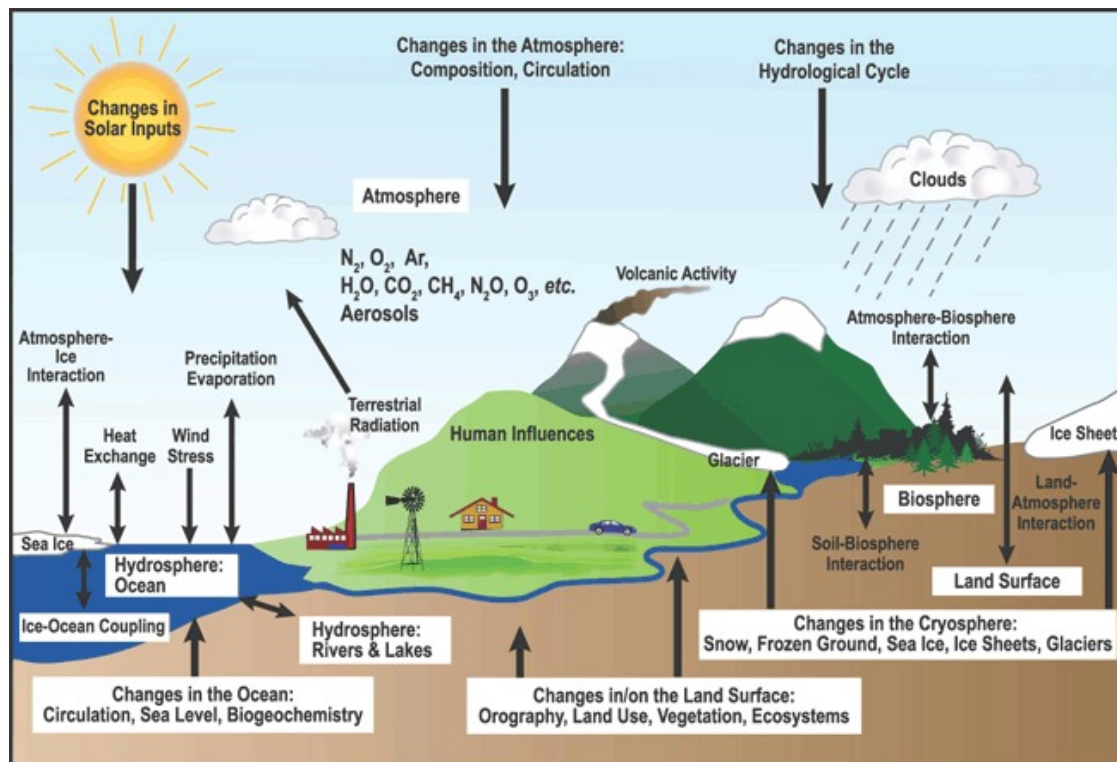


FIGURE .1 – Le système climatique [Le Treut et al., 2007]

vapeur d'eau par évapotranspiration. Elle a une forte influence sur la composition de l'atmosphère.

L'atmosphère absorbe et réfléchit (par le biais des nuages) une partie de l'énergie solaire incidente et terrestre Infra Rouge. L'atmosphère a donc un rôle très important dans le bilan radiatif terrestre et dans le cycle de l'eau.

Forçages radiatifs

Ces éléments évoluent sous l'influence de forçages extérieurs directs ou indirects, naturels ou anthropogéniques. Les forçages (mesurés en W.m^{-2}) peuvent être positifs (ce qui correspond à un réchauffement de la surface de la Terre) ou négatifs (ce qui correspond à un refroidissement) et sont mesurés par rapport à la situation en 1750, époque de la préindustrialisation.

Les forçages naturels sont les variations d'énergie solaire et les éruptions volcaniques et les forçages anthropogéniques sont les augmentations des gaz à effet de serre. Ces variations vont perturber le bilan radiatif en affectant l'irradiance solaire Short Wave (SW) arrivant à la surface et les émissions terrestres en IR Long Wave (LW).

Ce bilan prend en compte les interactions entre les différents rayonnements et les composants atmosphériques. Le forçage radiatif mesure donc l'influence que peut avoir une variation de l'un des composants du bilan sur l'équilibre radiatif de la Terre.

Les différents composants du forçage radiatif sont estimés par le GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) et leurs valeurs rapportées

sur la Figure .2.

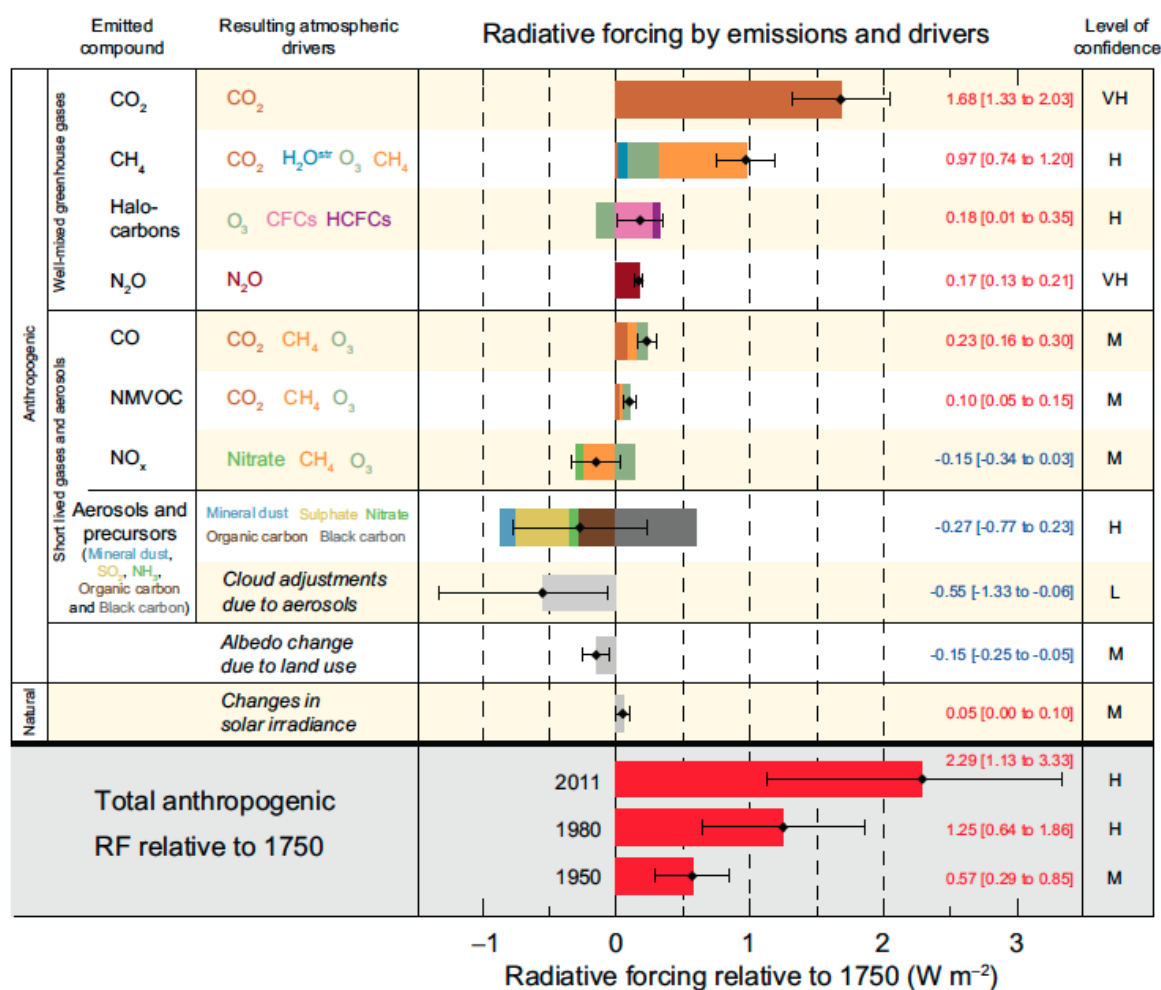


FIGURE .2 – Estimation des forçages radiatifs principaux en 2011 par rapport à 1750 et leur incertitude [Stocker et al., 2013]

La Figure .2 montre que le forçage radiatif le plus important est dû à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (principalement CO₂ et CH₄). Les gaz à effet de serre ont tendance à capturer les émissions IR dans les basses couches de l'atmosphère, leur forçage est donc positif.

La Figure .2 montre également que le forçage radiatif des aérosols présente des fortes incertitudes. Ce forçage peut être direct ou indirect. Le forçage direct est causé par l'absorption et la diffusion des émissions SW du soleil et des émissions LW de la Terre. On voit que suivant le type d'aérosols le forçage radiatif pourra aussi bien être positif que négatif. En effet, seules les grosses particules d'aérosol auront une influence sur les émissions LW. Globalement, l'effet sur les émissions SW est l'effet prédominant ce qui fait que le forçage direct des aérosols est négatif. Le forçage indirect provient du fait que les aérosols ont une certaine influence sur la microphysique des nuages ; ceci sera plus amplement détaillé dans la partie I.2.2. Ce forçage représente la plus grosse part d'incertitude dans le bilan total du forçage radiatif [Stocker et al., 2013].

Rétroactions climatiques

Quand un processus de ce système a des répercussions sur un second processus qui lui-même aura des répercussions sur le premier processus alors on est dans une configuration de rétroaction. Ces rétroactions peuvent être positives quand l'effet a tendance à augmenter le processus initial ou négatives quand il a tendance à le diminuer.

Une rétroaction climatique est l'effet qu'un processus aura sur la température de surface suite à une augmentation de cette dernière. Ces rétroactions sont donc très importantes dans l'étude du réchauffement climatique car elles vont soit accélérer l'effet soit au contraire le ralentir.

La rétroaction nuage-climat présente une forte incertitude sur son signe et sa valeur. Les nuages peuvent à la fois, par leur fort albédo, réfléchir l'énergie solaire vers l'espace ce qui a tendance à refroidir la surface mais aussi, de même que la vapeur d'eau, bloquer les émissions LW à la surface de la Terre ce qui a tendance à augmenter la température de surface. En général, ces deux effets ne s'annulent pas et ils diffèrent suivant les types de nuages. Certains nuages refroidissent, d'autres réchauffent et certains n'ont pas d'effets. La couverture nuageuse est liée à la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. L'augmentation de celle-ci suite à une augmentation de température va-t-elle favoriser la formation des nuages qui refroidissent l'atmosphère ou au contraire ceux qui la réchauffent ? D'après [Stocker et al., 2013], il est probable que la rétroaction nuageuse de tous les types de nuages confondus soit positive ; ceci sera plus amplement abordé dans la partie I.2.3.

Problématique

Comme nous venons de le voir, les nuages ont un fort impact sur le bilan radiatif terrestre, et quantifier ces impacts nécessite une bonne connaissance des processus nuageux. En effet, les modèles de prévision sont créés à partir d'observations, de lois physiques régissant l'écoulement atmosphérique et de l'étude de nombreux processus atmosphériques (formation de nuages, vents, précipitations, transfert de chaleurs, convection, etc.). La difficulté à mettre en place des méthodes prévisionnelles fiables réside dans la complexité des interactions entre les processus mis en jeu dans l'atmosphère et aussi dans le manque d'observations globales de profils de nuages avant 2006.

Les derniers rapports du GIEC (Assessment Report 5) mentionnent que les nuages et les aérosols représentent toujours la plus grosse source d'incertitudes dans les simulations du changement climatique que ce soit pour l'ampleur, la date et des détails régionaux. Malgré le fait que les modèles s'accordent sur une rétroaction nuages-climat positive, les différences de modélisation de cette rétroaction sont responsables de la disparité entre les réponses au réchauffement climatique des différents modèles. C'est donc la raison pour laquelle il est primordial d'approfondir nos connaissances sur les nuages et les processus qui leurs sont associés.

Améliorer les connaissances sur les nuages passent par la description des propriétés des nuages à l'échelle globale. Ces propriétés macrophysiques et microphysiques, telles que leur altitude, leur extension verticale, ainsi que leur contenu en eau et leur capacité à éteindre le rayonnement solaire s'obtiennent sur l'ensemble du globe par le biais

de mesures de télédétection spatiale à partir desquelles il sera possible de déduire ces propriétés intrinsèques aux nuages.

Les radiomètres spatiaux dédiés à l'étude des systèmes météorologiques sont utilisés depuis 1960, année où TIROS (Television Infrared Observation Satellite) a été mis en orbite par la NASA pour vérifier si les satellites pouvaient être utiles pour l'observation de la terre. Depuis, les sondeurs passifs sont plus performants, ils captent les radiations dans différentes longueurs d'onde, avec de meilleures résolutions spatiales, selon différents angles de visée. Ces capteurs, à bord de satellites géostationnaires ou en orbite polaire, comme par exemple AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), POLDER (Polarization and Directionality of Earth's Reflectances), ou encore les radiomètres IR tels que IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer), AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) permettent d'obtenir des mesures de propriétés des nuages telles que leur couverture, la pression et la température à leur sommet, leur émissivité... L'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) fournit ce type de données depuis les années 80 [Rossow and Schiffer, 1999]. Une liste plus complète et une intercomparaison des sondeurs passifs et de leurs produits nuageux est, entre autres, donné dans [Stubenrauch et al., 2013] dans le cadre du projet GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment). Les sondeurs passifs offrent une vision large de l'état de l'atmosphère sur l'ensemble du globe mais seulement par le biais de mesures intégrées sur la verticale, et ne permettent donc pas d'obtenir une distribution des propriétés nuageuses sur la verticale.

En 2006, les missions CloudSat et CALIPSO ont rejoint la constellation de satellites franco-américains-japonais A-Train (Afternoon-Train) destinés à l'étude du climat et de l'interaction entre rayonnement, aérosols, cycle de l'eau et nuages. Cette constellation comporte aujourd'hui 5 satellites à environ 700 km d'altitude franchissant l'équateur tous les jours à 13h30 heure locale.

L'avènement des instruments satellitaires de télédétection active comme le radar de CloudSat [Stephens et al., 2002] et le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) de CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) [Winker et al., 2003] a contribué à l'amélioration de la description des processus nuageux. En effet, contrairement aux sondeurs passifs, ces instruments peuvent pénétrer dans les nuages et ainsi décrire leurs profils verticaux. Embarqués sur des satellites ces instruments donnent accès à une description verticale des nuages sur l'ensemble du globe avec un cycle de répétition de 16 jours pour l'A-Train. La mesure radar apporte une information sur la quantité d'eau qui est contenue dans le nuage et la mesure lidar donne une information sur sa capacité à atténuer le rayonnement solaire. Obtenir de telles informations est nécessaire à l'étude de l'impact des nuages sur le bilan radiatif et permet également d'évaluer et de valider les modèles de prévision.

Avant 2006, deux missions spatiales ont embarqué un lidar dans le but de sonder l'atmosphère. La mission LITE en 1994 a permis d'obtenir une semaine de données de rétrodiffusion atmosphérique. En 2002, le lidar GLAS a été embarqué sur le satellite ICESAT pour effectuer des mesures atmosphériques et altimétriques en continu. Il s'est avéré impossible de réaliser les observations atmosphériques en continu, seules 3 périodes d'observations ont pu être obtenues.

Les radars et les lidars, ayant des longueurs d'onde très différentes, ne sont pas sen-

sibles aux mêmes parties des nuages. Le lidar sera plutôt sensible à la concentration des particules alors que le radar sera plutôt sensible à leur taille. Cette différence de sensibilité est très bien représentée sur la Figure .3 où l'on peut voir entre les temps 2.46 et 2.48 vers 10 km d'altitude que seul le lidar peut détecter des nuages optiquement fins de type cirrus alors que seul le radar pourra détecter la pluie entre les temps 2.50 et 2.52 sous 2 km d'altitude. De plus comme on peut le voir entre les temps 2.54 et 2.56 le lidar peut être atténué dans les zones de convection ; seul le signal radar est alors disponible. La synergie de ces deux instruments permet d'obtenir une description verticale complète du nuage [Protat et al., 2006, Stein et al., 2011a, Stein et al., 2011b, Delanoë and Hogan, 2010, Okamoto et al., 2010]. Globalement [Stein et al., 2011a] montrent que les nuages de glaces sont détectés pour un tiers par le radar de CloudSat seul, pour un deuxième tiers par le lidar de CALIPSO seul et pour un troisième tiers par les deux instruments à la fois.

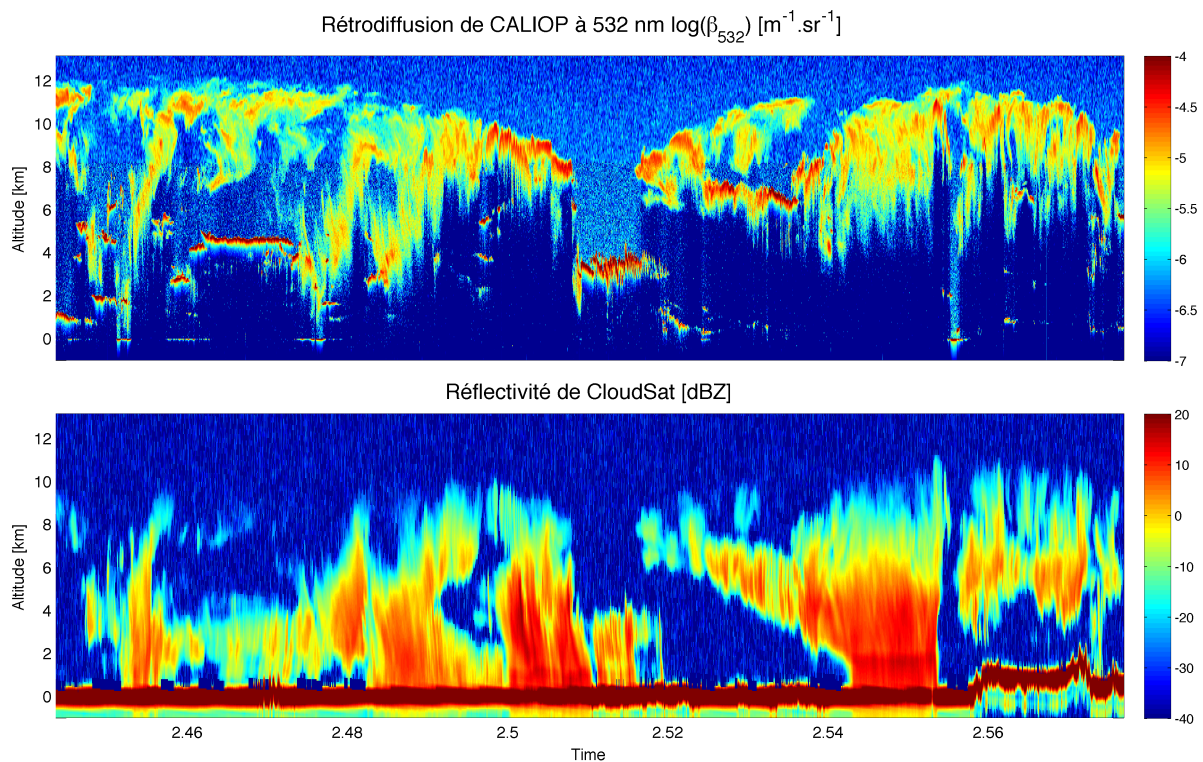


FIGURE .3 – Complémentarité des instruments CALIOP (en haut) et Cloudsat (en bas)

Combiner les mesures de télédétection active aux mesures de télédétection passive peut permettre de reconstituer des descriptions de scènes nuageuses 3D [Barker et al., 2011].

Objectifs de la thèse et plan de travail

Le but de cette thèse est d'améliorer et d'évaluer les restitutions des propriétés nuageuses à partir de ce type de mesures spatiales. Obtenir des informations fiables sur la nature intrinsèque des nuages est une étape nécessaire pour comprendre le fonctionnement des différents processus atmosphériques dans lesquels les nuages sont impliqués.

En 2010 [Delanoë and Hogan, 2010] mettaient au point une méthode variationnelle de restitution de ces propriétés microphysiques et radiatives. Le produit ainsi créé fait partie d'un projet plus vaste nommé DARDAR (raDAR- liDAR). DARDAR est géré et mis à disposition par le centre thématique ICARE sur leur site FTP¹. ICARE est un centre de production et de distribution de données de télédétection qui a été créé en 2003 par le CNES, le CNRS, le conseil régional du Nord-Pas-De-Calais et l'Université de Lille. DARDAR est composé de 3 sous-produits :

- Le produit CS-TRACK : la colocalisation des données CloudSat et CALIPSO sur la même grille de résolution (60 m verticale et 1.1 km horizontale)
- Le produit DARDAR-MASK : la classification des hydrométéores détectés par CloudSat et CALIPSO. A chaque pixel (bin de 60 m de haut sur 1.1 km de long) de résolution du produit CS-TRACK est attribué une classe en fonction du type d'hydrométéores qu'il contient le cas échéant (par exemple des cristaux de glace, des gouttelettes d'eau liquide, de la pluie ...)
- Le produit DARDAR-CLOUD : la restitution des propriétés microphysiques et radiatives des nuages de glace

DARDAR a été amplement utilisé dans la recherche sur les nuages [Stein et al., 2011a, Stein et al., 2011b, Huang et al., 2012, Delanoë et al., 2013, Jouan et al., 2012]; cependant, grâce à l'évolution des connaissances sur la microphysique des nuages et à ce que l'on a pu apprendre de la première version des produits DARDAR, il a paru nécessaire de faire évoluer le produit et d'étudier ses limites d'utilisation. Une partie de ma thèse s'est focalisée sur l'amélioration et l'étude des produits DARDAR-MASK et DARDAR-CLOUD. En effet, la dernière version en date du produit DARDAR-MASK (v1.1.4) ne comporte que peu de classes et certains problèmes ont été rapportés par les utilisateurs. De plus cette version repose en grande partie sur les produits officiels de niveau 2 des instruments ce qui ne donne pas de grandes libertés d'adaptation de la méthode à d'autres instruments. C'est ce qui a motivé le développement d'une nouvelle version du produit DARDAR-MASK. De plus, la version actuelle de DARDAR-CLOUD (v2.1.1) présente également quelques points pouvant être améliorés. L'étude de la sensibilité des restitutions de DARDAR-CLOUD aux hypothèses microphysiques permet aussi de donner une idée des incertitudes à prendre en compte lors de l'utilisation du produit.

En 2017 est prévu le lancement d'une nouvelle mission spatiale ESA (European Space Agency) /JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) EarthCARE (Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer) qui embarquera un radar, un lidar, un radiomètre et un imageur sur une même plateforme sur une orbite plus basse que l'A-Train. EarthCARE prendra donc la relève de la partie active de l'A-Train mais les instruments des deux missions étant un peu différents, les algorithmes développés pour l'A-Train devront être adaptés pour EarthCARE.

Une autre partie de ma thèse s'est donc focalisée sur l'adaptation des algorithmes DARDAR aux instruments d'EarthCARE. En effet, il est intéressant d'avoir des algorithmes de restitution prêts à être utilisés dès que les premières données seront disponibles. Pour cette préparation, les données de missions du système RALI (RAdar-Lidar) [Protat et al., 2004], plateforme aéroportée embarquant à son bord un radar et un lidar

1. <ftp://ftp.icare.univ-lille1.fr/>

ayant les mêmes caractéristiques que ceux de CloudSat et CALIPSO et que ceux d'EarthCARE seront utilisées. RALI est idéal pour passer d'une mission spatiale à l'autre par le biais de mesures aéroportées.

La première partie de ce manuscrit donne plus de détails sur le rôle des nuages dans la météorologie et la climatologie et sur les raisons pour lesquelles l'étude globale des propriétés nuageuses est primordiale. L'état actuel de la situation en matière de recherche sur les nuages est abordé pour justifier ce travail de thèse.

La deuxième partie de ce manuscrit concerne les moyens et les méthodes d'étude des nuages. Cette thèse se focalise uniquement sur les moyens spatiaux ou aéroportés car l'objectif final est de préparer la mission EarthCARE.

La troisième partie décrit le travail qui a été réalisé pour l'amélioration du produit DARDAR-MASK, la classification des hydrométéores détectés par CloudSat et CALIPSO. L'adaptation de l'algorithme aux mesures aéroportées de RALI en version CloudSat / CALIPSO mais aussi en version EarthCARE y est également présentée.

Dans la quatrième partie, l'étude sur l'algorithme de restitution DARDAR-CLOUD est décrite. Elle concerne les améliorations qui ont été faites pour la restitution des propriétés microphysiques des nuages de glace et également l'adaptation de la méthode aux données aéroportées de RALI en version CloudSat / CALIPSO.

Enfin la cinquième partie concerne l'étude de la sensibilité des restitutions DARDAR-CLOUD aux différentes hypothèses microphysiques et ainsi des limites au delà desquelles il n'est plus pertinent d'utiliser ces restitutions. L'apport de l'assimilation des mesures radiométriques IR de télédétection passive dans l'algorithme DARDAR y est également abordé.

Première partie

Pourquoi étudier les nuages ?

Sommaire

1	Introduction sur les nuages	18
1.1	Formation et dissipation des nuages	18
1.2	Les cristaux de glace des nuages	18
1.3	La distribution dimensionnelle des particules (DDP)	20
1.4	Les paramètres microphysiques clés pour l'étude des processus nuageux	21
2	Impacts des nuages sur le temps et le climat	23
2.1	Les nuages et le cycle hydrologique atmosphérique	23
2.2	Forçage radiatif des nuages	25
2.3	La rétroaction des nuages	28
3	Les modèles de prévision	31
3.1	La modélisation du temps et du climat	31
3.2	Paramétrisation des nuages dans les modèles	33
3.3	Evaluation de la représentation des nuages dans les modèles de prévision du temps	34
3.4	Evaluation de la représentation des nuages dans les modèles de climat	36

Les nuages jouent un rôle majeur dans la météo, le cycle de l'eau et la régulation du climat. Cependant, les interactions nuages-radiations et nuages-précipitations restent encore mal connues. Il est donc difficile d'intégrer précisément ces processus dans des modèles ; les prévisions s'en trouvent donc entachées d'erreurs.

Pour tenter d'améliorer les résultats il faut toujours mieux documenter les nuages, aussi bien la caractérisation de leur phase et de leurs processus microphysiques et radiatifs que leurs propriétés macrophysiques et leurs distributions spatiale et temporelle.

Dans cette partie nous allons voir en quoi la compréhension des nuages est primordiale pour l'amélioration des prévisions météorologiques et climatiques.

1 Introduction sur les nuages

1.1 Formation et dissipation des nuages

Un nuage se forme quand l'humidité relative d'une masse d'air dépasse le seuil de saturation. La vapeur d'eau se condense alors au contact de noyaux de condensation ce qui crée un nuage tout en libérant de la chaleur dans l'atmosphère.

La quantité de vapeur d'eau nécessaire pour obtenir un air saturé diminue avec la température ; les nuages se forment donc soit suite à un ajout de vapeur d'eau dans la parcelle d'air, soit suite à un refroidissement de celle-ci.

Ce refroidissement s'opère soit par contact avec une surface froide (refroidissement radiatif de la terre la nuit par exemple), ce qui engendre les brouillards, soit par un soulèvement de la masse d'air par convection, ou à cause du relief (soulèvement orographique) ou bien à l'approche de fronts (soulèvement frontal).

Les nuages se dissipent soit par évaporation (retour à vapeur d'eau dans l'atmosphère), soit par le biais de précipitations.

Les nuages précipitent lorsque les gouttes ou les cristaux qui les forment grossissent et deviennent suffisamment lourds pour que les mouvements d'air ascendants ne soient plus suffisants pour les garder en suspension. Les cristaux peuvent grossir soit par effet Bergeron c'est-à-dire par transfert de l'eau liquide en surfusion sur les cristaux de glace soit par aggrégation c'est-à-dire après choc entre les cristaux.

Les détails sur les mécanismes de conversion entre les différentes phases de l'eau, les interactions entre les particules et leur éventuelle précipitation sont entièrement détaillés dans [Pruppacher and Klett, 2010].

1.2 Les cristaux de glace des nuages

Les nuages d'eau liquide mentionnés précédemment sont tous formés de gouttelettes d'eau ayant toutes la même forme générale aplatie. Par contre, les nuages de glace peuvent être composés de différents types de cristaux simples ou composites qui sont classés par l'International Commission on Snow and Ice selon les groupes suivants : plaquettes hexagonales, étoiles, colonnes (ou en combinaison : bullets rosettes), aiguilles,

dendrites, colonnes à capuchon (combinaison de colonnes et de plaquettes) et cristaux irréguliers (agrégats) et 3 classes de précipitations solides schématisés sur la Figure I.1 :





















CODE	TYPE	CRYSTAL	SYMBOL
F1	PLATE		
F2	STELLAR CRYSTAL		
F3	COLUMN		
F4	NEEDLE		
F5	SPATIAL DENDRITE		
F6	CAPPED COLUMN		
F7	IRREGULAR CRYSTAL		
F8	GRAUPEL		
	ICE PELLET		
F0	HAIL		

FIGURE I.1 – Classification des cristaux de glace et précipitations solides

Ces cristaux se forment soit par nucléation hétérogène, c'est-à-dire au contact d'un catalyseur en suspension dans l'air, soit par nucléation homogène, c'est-à-dire quand la vapeur d'eau se solidifie sans noyaux de condensation ; ceci est beaucoup plus rare et n'arrive qu'à des températures suffisamment basses (en dessous de -40°C). C'est la raison pour laquelle il est possible de rencontrer de l'eau liquide à des températures entre -40°C et 0°C si elle est totalement pure ; on l'appelle l'eau surfondue. Cette eau surfondue a un fort impact sur le bilan radiatif ; ceci sera abordé dans le chapitre I.2.2-Forçage radiatif des nuages.

Une fois formés, les cristaux sont petits et le plus souvent en forme de prisme hexagonal car le réseau cristallin de l'eau est hexagonal du fait des angles entre les molécules d'hydrogène et d'oxygène. Ensuite, des branches pousseront à partir des coins. Leur morphologie dépendra de la température et de l'humidité comme le montre la Figure I.2 :

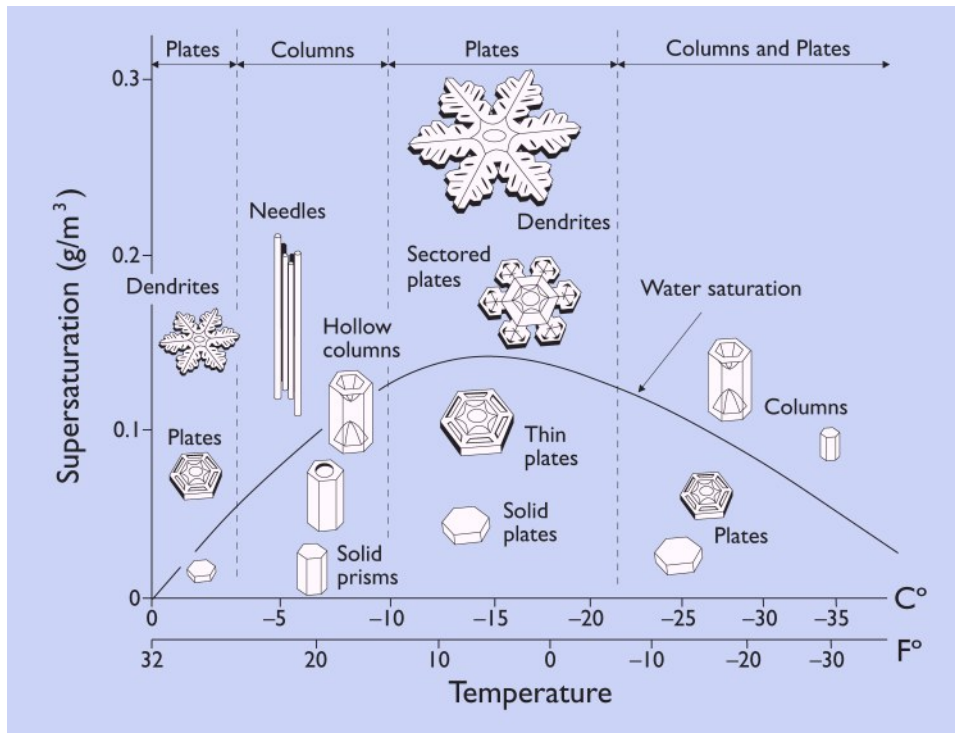


FIGURE I.2 – Morphologie des cristaux de glace en fonction de la température et de la sursaturation de la vapeur d’eau par rapport à la glace [Libbrecht, 2005]

La Figure I.2 montre que la température déterminera si le cristal sera en forme de plaquette ou de colonne alors que l’augmentation de la sursaturation donnera lieu à des formes plus complexes.

De plus amples détails sur la morphologie des cristaux de glace sont également disponibles dans [Pruppacher and Klett, 2010].

1.3 La distribution dimensionnelle des particules (DDP)

La DDP que l’on a noté $N(D)$ est l’histogramme du nombre de particules par intervalle de diamètre dans un volume prédéfini. C’est grâce à cette distribution que l’on peut passer d’une information sur une particule d’un diamètre donné à une information sur un volume.

[Delanoë et al., 2005, Delanoë et al., 2014] ont adapté le formalisme de [Testud et al., 2001] sur la double normalisation de la distribution des gouttes d’eau dans les nuages d’eau liquide aux particules de glace qui consiste à normaliser à la fois l’axe des diamètre et l’axe des concentration pour que la DDP soit indépendante du contenu en eau.

Le but de la double normalisation est d’identifier la variabilité de la DDP et ainsi de faire ressortir ses parties invariantes quelle que soit le contenu en eau considéré. [Delanoë et al., 2014] utilisent une technique pour évaluer la forme intrinsèque de la DDP en la normalisant dans l’espace des diamètres et dans l’espace des concentrations.

L'équation I.1 décrit la DDP suite à l'adaptation de la normalisation de [Testud et al., 2001] aux particules de glace.

$$N(D_{eq}) = N_0^* F\left(\frac{D_{eq}}{D_m}\right) \quad (\text{I.1})$$

avec N_0^* le facteur de normalisation de la concentration et D_m le facteur de normalisation du diamètre. F est la forme normalisée de la distribution des particules, ici représentée par une fonction gamma modifiée. D_{eq} est le diamètre équivalent fondu c'est-à-dire le diamètre qu'aurait une sphère d'eau si la particule de glace fondait. Ceci nécessite donc l'hypothèse d'une loi de densité-diamètre décrite dans [Delanoë et al., 2005] tenant compte des inclusions d'air présentes dans la particule. Les paramètres de normalisation N_0^* et D_m se mettent respectivement sous la forme des équations I.2 et I.3.

$$N_0^* = \frac{4^4 \left(\int_0^\infty N(D_{eq}) D_{eq}^3 dD_{eq} \right)^5}{6 \left(\int_0^\infty N(D_{eq}) D_{eq}^4 dD_{eq} \right)^4} \quad (\text{I.2})$$

$$D_m = \frac{\int_0^\infty N(D_{eq}) D_{eq}^4 dD_{eq}}{\int_0^\infty N(D_{eq}) D_{eq}^3 dD_{eq}} \quad (\text{I.3})$$

D_{eq} se calcule à partir de la densité de la particule de glace et du diamètre à l'aide de lois de densité-diamètre comme celle décrites dans [Brown and Francis, 1995, Heymsfield et al., 2010].

En se basant sur les travaux de [Delanoë et al., 2014], la relation de la DDP normalisée de l'équation I.1 est donc valable quel que soit le type de nuages considéré et quelle que soit la zone du nuage étudiée.

1.4 Les paramètres microphysiques clés pour l'étude des processus nuageux

L'étude quantitative des phénomènes évoqués en introduction nécessitent de connaître un certain nombre de paramètres liés non seulement à la structure des nuages (altitude, épaisseur, étendue) mais également à leur composition microphysique. L'obtention de propriétés microphysiques, les plus précises possible, à l'échelle locale et globale est une étape importante dans la démarche d'amélioration des connaissances du rôle des nuages sur le temps et le climat.

Pour étudier les processus météorologiques à l'échelle régionale on cherchera à déterminer où, quand, en quelle quantité et pendant combien de temps la région subira des précipitations. Pour cela, il est important de connaître la couverture nuageuse, ainsi que le contenu en eau de ces nuages (CWC - Cloud Water Content), la taille et la vitesse de chute des particules (V_t). Ces paramètres sont déterminants dans l'évaluation du taux de précipitation au sol et permettent donc d'étudier le bilan d'eau et ses perturbations. En effet V_t est responsable de la coalescence des gouttes d'eau et des cristaux de glace et donc de leurs éventuelles précipitations. V_t est liée à la taille et à la forme des particules : les cristaux de faible masse et de large surface (comme les dendrites) subissent plus de frottements dans l'air et ont donc une vitesse de chute plus faible que les particules

compactes. Le contenu en eau liquide (LWC - Liquid Water Content) et glacée (IWC - Ice Water Content) des nuages et la proportion entre les deux est aussi un facteur important dans la détermination de l'intensité des événements extrêmes.

On cherchera aussi à déterminer l'impact des nuages sur le bilan radiatif terrestre, et ceci à court terme (quelques jours) ou à long terme (plusieurs dizaines d'années). Suivant leur composition, les nuages n'ont pas tous les mêmes propriétés optiques et radiatives. Parmi ces propriétés on cherche à obtenir :

- L'albédo d'un nuage, défini comme le rapport entre le flux solaire réfléchi par le nuage et le flux solaire incident. Il traduit donc la capacité réfléchissante des nuages.
- La transmittance du nuage, définie comme le rapport entre le flux solaire transmis ou diffusé et le flux solaire incident.
- L'extinction, définie comme le rapport entre le flux solaire absorbé par le nuage sur le flux solaire incident.

Ces propriétés sont liées à la diffusion des rayons solaires dans les nuages et celle-ci est très dépendante de la taille, de la forme et du nombre de cristaux présents dans les parties supérieures du nuage comme le montre la Figure I.3. Plus les cristaux sont nombreux et petits, plus ils vont avoir tendance à renvoyer l'énergie solaire vers l'espace.

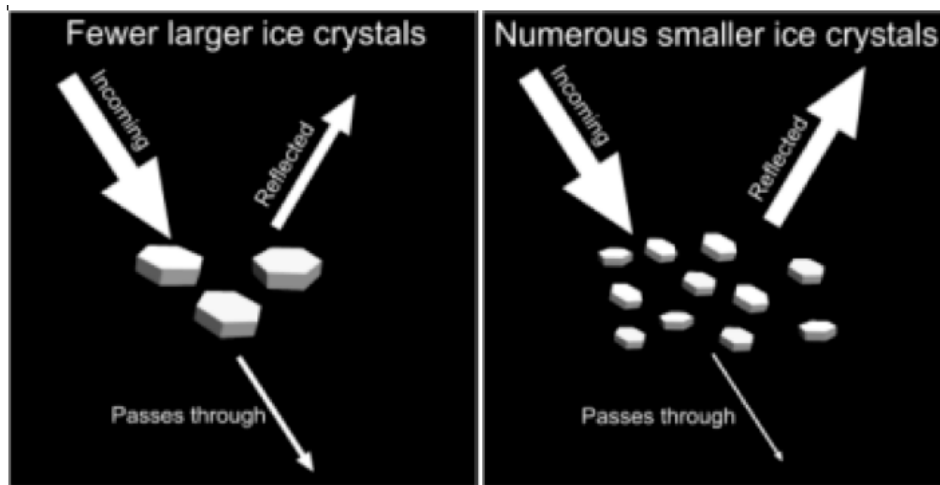


FIGURE I.3 – Réflexion des rayons solaires suivant la taille et le nombre de cristaux (<http://www.cas.manchester.ac.uk/resactivities/cloudphysics/topics/formation/>)

Ces paramètres sont également dépendants de la vitesse de chute des particules et donc de leur forme et taille. Pour rendre compte de l'impact des particules sur la radiation, on utilise le rayon effectif r_e qui décrit à la fois la taille et la forme des particules (ou du moins leur densité). Dans un volume considéré, r_e est une moyenne pondérée de la taille des particules. Il dépend donc de la DDP. Dans le cas de nuages liquides, r_e est directement lié à la DDP, mais dans le cas de nuages glacés, il fait également intervenir IWC et la densité de la glace à cause de la non sphéricité des cristaux.

Les paramètres clés pour l'étude des processus nuageux à l'échelle locale ou globale

sont donc la phase, le contenu en eau (CWC, IWC et LWC), l'extinction et le rayon effectif (r_e). Ces propriétés sont déterminées par le nombre et la taille des particules, soit la DDP.

Le coefficient d'extinction visible se calcule selon l'équation I.4 :

$$\alpha_v = 2.10^3 \int_0^\infty N(D)A(D)dD \text{ [m}^{-1}\text{]} \quad (\text{I.4})$$

avec $A(D)$ l'aire de la particule en fonction de son diamètre.

Intégré sur la verticale ce coefficient d'extinction donne l'épaisseur optique visible d'une couche atmosphérique.

Le contenu en eau IWC/LWC se calcule selon l'équation I.5 :

$$IWC/LWC = \int_0^\infty N(D)M(D)dD \text{ [g.m}^{-3}\text{]} \quad (\text{I.5})$$

Enfin le rayon effectif, dans le cas des nuages de glace, d'après [Francis et al., 1994] peut être relié au IWC et à l'extinction par l'équation I.6 :

$$r_e = \frac{3IWC}{2\rho_i\alpha} 10^6 \text{ [m]} \quad (\text{I.6})$$

avec ρ_i [g.m⁻³] la densité de la glace.

Tous ces paramètres, liés à la nature intrinsèque des nuages, permettent de mieux comprendre le rôle des nuages sur le temps et le climat comme nous le verrons dans la partie suivante.

2 Impacts des nuages sur le temps et le climat

Les nuages ont un impact sur le temps et le climat : ils engendrent des précipitations et transportent chaleur et eau. Aussi, leurs propriétés radiatives ont un fort impact sur le bilan radiatif terrestre en réfléchissant le rayonnement visible du soleil et en capturant le rayonnement IR terrestre.

2.1 Les nuages et le cycle hydrologique atmosphérique

On caractérise souvent le temps qu'il fait par la présence ou non de nuages et de précipitations. Tous les nuages n'ont pas les mêmes caractéristiques : ils n'ont pas le même impact sur le temps et le cycle hydrologique, du fait que certains produisent des précipitations au sol et d'autres non, ils ne se forment pas sous les mêmes conditions ni dans les mêmes régions et n'interagissent pas de la même façon avec le rayonnement solaire.

Les processus nuageux sont étroitement liés au cycle hydrologique et font intervenir des transferts d'énergie. En effet, les nuages résultent de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. L'eau s'évaporant refroidit la surface. La condensation de cette vapeur d'eau lors de la création d'un nuage libère de l'énergie dans l'atmosphère. Cette énergie est soit récupérée par la vapeur d'eau elle-même quand le nuage se dissipe sans précipitation ou bien elle chauffe l'atmosphère quand il y a dissipation par précipitation. Les nuages précipitants réchauffent donc l'atmosphère. Mais, les deux effets ne se contrebalancent pas car entre temps il y a eu transport de la masse d'eau sous l'effet des vents. Les évolutions spatiale et temporelle de l'eau sous ses différentes formes sont déterminées en partie par ces processus microphysiques et les échanges de chaleur latente associés.

Comme le montre [Lau et al., 2005], un changement d'un de ces processus microphysiques (dans l'article il s'agit d'une augmentation de la vitesse d'autoconversion aux tropiques) a un impact sur tout le cycle de l'eau atmosphérique et le transfert radiatif par un processus de rétroaction nuages-radiation-dynamique.

Nuages et dynamique globale de l'atmosphère sont en effet fortement liés. Cette dynamique est causée par l'énergie solaire arrivant à la surface de la Terre. Cette dernière étant plus importante aux tropiques qu'aux pôles, cela engendre des transports de chaleur pour équilibrer la pression au niveau global. La circulation atmosphérique est en partie responsable de la formation des nuages ; les nuages (et leur structure verticale) sont donc une indication directe des mouvements d'air. Les mouvements verticaux sont à l'origine des nuages et les mouvements horizontaux de leur transport.

Cela se voit sur l'imagerie infra rouge de la Figure I.4 représentant clairement l'organisation des nuages : aux tropiques, les nuages sont formés selon une bande étroite ce qui correspond à des formations en zones de convection profonde. Au delà des tropiques les nuages sont plutôt organisés selon les perturbations baroclines [Bony et al., 2005].

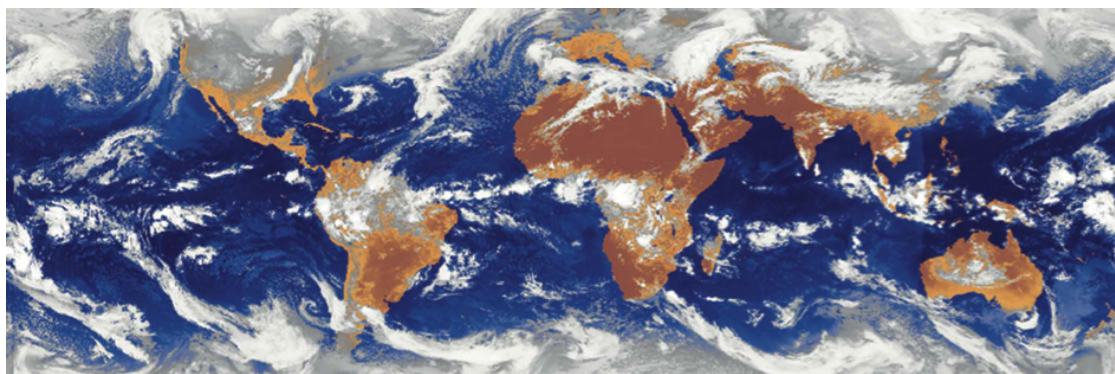


FIGURE I.4 – Composition d'imagerie IR de satellites géostationnaires montrant l'organisation grande échelle de l'atmosphère et la couverture nuageuse aux tropiques et moyennes latitudes [Bony et al., 2005]

Le réchauffement climatique peut bouleverser la circulation atmosphérique et ainsi la répartition des nuages. Il s'opère alors une boucle de rétroaction nuages-circulation atmosphérique : les gradients de température générés par les échanges de chaleur avec l'air par précipitation ou par absorption, réflexion et diffusion des rayons SW

et LW provoquent des mouvements et donc de la circulation [Rind and Rossow, 1984, Rossow and Zhang, 2010].

[Meehl et al., 2005] étudient l'évolution du cycle de l'eau (principalement les changements de régimes de précipitations) suite au réchauffement climatique à l'aide de modèles AOGCM (Atmosphere-Ocean Global Circulation Model) et montrent qu'il y a un lien entre la circulation en basse atmosphère et la variabilité spatiale des zones de fortes précipitations.

[Zhou et al., 2011] montrent qu'il y a une intensification de la précipitation au niveau des parties ascendantes des cellules de Hadley et Walker et une décroissance au niveau des parties descendantes. Aussi les cellules de Hadley s'élargissent ce qui modifie les quantités de nuages et le cycle hydrologique tropical.

Plusieurs études montrent donc qu'il y a un couplage entre les nuages et les processus dynamiques de l'atmosphère par l'advection et la convection ainsi qu'entre les nuages et le cycle de l'eau par les précipitations et leur processus de formation. Il est primordial de réussir à quantifier le lien entre les nuages, la circulation atmosphérique et océanique et le cycle de l'eau [Stephens et al., 2002].

2.2 Forçage radiatif des nuages

Le forçage radiatif des nuages (ou CRF : Cloud Radiative Forcing) est défini comme la différence de flux au sommet de l'atmosphère (ou TOA : Top Of Atmosphere) entre une atmosphère claire et une atmosphère avec nuages [Charlock and Ramanathan, 1985].

Les nuages peuvent avoir des effets radiatifs qui s'opposent. Quantifier la proportion de ces effets sur chaque type de nuages permet de mesurer l'effet global et l'évolution de cet effet avec le changement climatique.

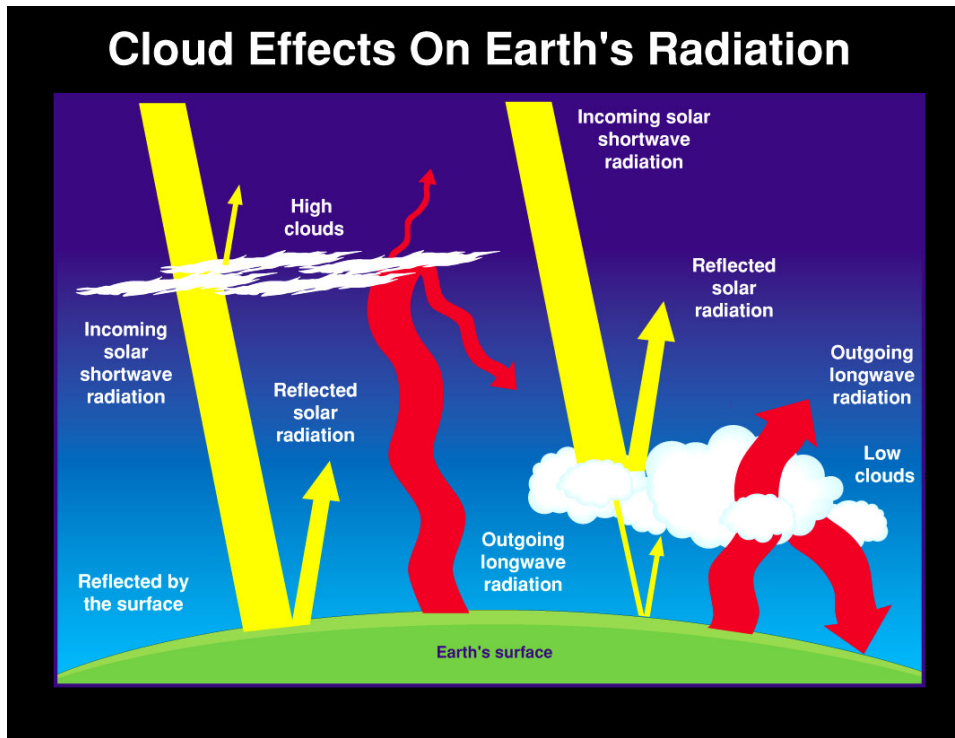


FIGURE I.5 – Forçage radiatif des nuages hauts et des nuages bas. Effet d'albédo dans le visible (jaune) et d'effet de serre dans l'infrarouge (rouge)

Les nuages hauts (représentés par le nuage de gauche sur la Figure I.5) ont un plus faible albédo et piègent les émissions IR dans les basses couches de l'atmosphère, leur CRF est donc positif, c'est-à-dire qu'ils ont tendance à réchauffer la surface.

Les nuages bas (représentés par le nuage de droite sur la Figure I.5) ont un fort albédo et jouent le rôle de couverture, leur CRF est négatif, c'est-à-dire qu'ils ont tendance à refroidir la surface.

Par contre, les nuages épais tels les cumulonimbus ont un fort albédo mais bloquent également les émissions IR. Les deux effets se compensent, ils ont donc un CRF nul.

Les effets des nuages sur le bilan radiatif par rapport à une atmosphère claire peuvent se mettre sous la forme de l'équation I.7 [Stephens, 2005] :

$$C_{net} = C_{lw} + C_{sw} \quad (I.7)$$

avec C_{lw} et C_{sw} les flux LW et SW au sommet de l'atmosphère dus aux nuages. Ces flux dépendent de la fraction nuageuse N et se calculent selon les équations I.8 et I.9 :

$$C_{lw} = N(F_{clr} - F_{cld}(\epsilon, T_c)) \quad (I.8)$$

F_{cld} est le flux correspondant à la partie avec nuages de l'atmosphère et dépend de la température au sommet du nuage T_c et de son émissivité ϵ . F_{clr} est le flux correspondant à la partie de ciel clair.

$$C_{sw} = N \cdot \frac{S}{4} (\alpha_{clr} - \alpha_{cld}) \quad (\text{I.9})$$

avec α_{clr} et α_{cld} respectivement les albédos en ciel clair et en ciel nuageux et $\frac{S}{4}$ le flux incident solaire au sommet de l'atmosphère. [Loeb et al., 2005, Kato and Loeb, 2005] dérivent les flux SW et LW au sommet de l'atmosphère à partir des radiances de l'instrument CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) et de la description des scènes nuageuses de l'imageur MODIS. Le produit CCCM (CALIPSO - CloudSat - CERES - MODIS) [Sun-Mack et al., 2007], combinant mesures actives et passives, a été développé après l'arrivée d'instruments actifs dans la constellation A-Train pour améliorer les estimations de flux même dans des situations nuageuses multicouches.

Ces équations montrent bien que les propriétés nuageuses, à la fois macroscopiques (fraction nuageuse, altitude) et microscopiques (albédo, émissivité) ont un impact sur l'équilibre radiatif de la Terre. L'épaisseur optique du nuage, qui est l'intégrale de l'extinction sur l'épaisseur physique du nuage, est déterminante pour l'albédo et l'émissivité du nuage [Stephens, 2005]. Elle peut varier suite à un changement d'épaisseur physique ou de propriétés microphysiques comme la taille des particules et le contenu en glace ou en eau liquide (IWC et LWC).

Les propriétés radiatives des différents types de nuages sont étudiées par classes de nuages. Plusieurs études portent sur ce sujet.

[Dong and Mace, 2003] étudient le forçage radiatif des stratus en arctique à l'aide de données sol. Les surfaces neigeuses ayant un albédo plus important que les nuages, quand les nuages couvrent le sol il y a moins de rayonnement solaire réfléchi vers l'espace d'où un réchauffement, soit un forçage positif.

[Lawson et al., 2010] étudient les propriétés microphysiques et radiatives des cirrus tropicaux, provenant soit d'enclumes de nuages convectifs soit de formation in situ. Ils montrent tout d'abord que suivant les nuages, leur formation et leur âge, la forme de leurs particules et leur concentration diffèrent. Ils montrent également que les cirrus fins et froids ont un CRF positif sur toute l'épaisseur du nuage, alors que les cirrus plus épais ou plus chauds, provenant d'enclumes ou alors isolés mais plus bas ont un CRF positif sur le bas (absorption d'IR) et négatif sur le haut (réflexion de rayonnement solaire). L'impact radiatif des cirrus est donc très dépendant des propriétés des cristaux de glace les composant, comme la température, la concentration, la taille et la forme des particules.

D'autres études telles que celles de [Lee et al., 2009] et [Yang et al., 2010] arrivent aux mêmes conclusions.

Pour illustrer la sensibilité du forçage radiatif des cirrus aux paramètres clés introduits dans la partie précédente (contenu en glace, forme, taille des particules, DDP), [Zhang et al., 1999] présentent sur la Figure I.6 tirée de leur article, les valeurs de forçages radiatifs net, SW et LW des cirrus à l'aide d'un modèle nuage-radiation pour différents types de nuages. Ce modèle permet de rendre compte de l'importance des paramètres microphysiques clés dans l'étude du forçage radiatif des nuages.

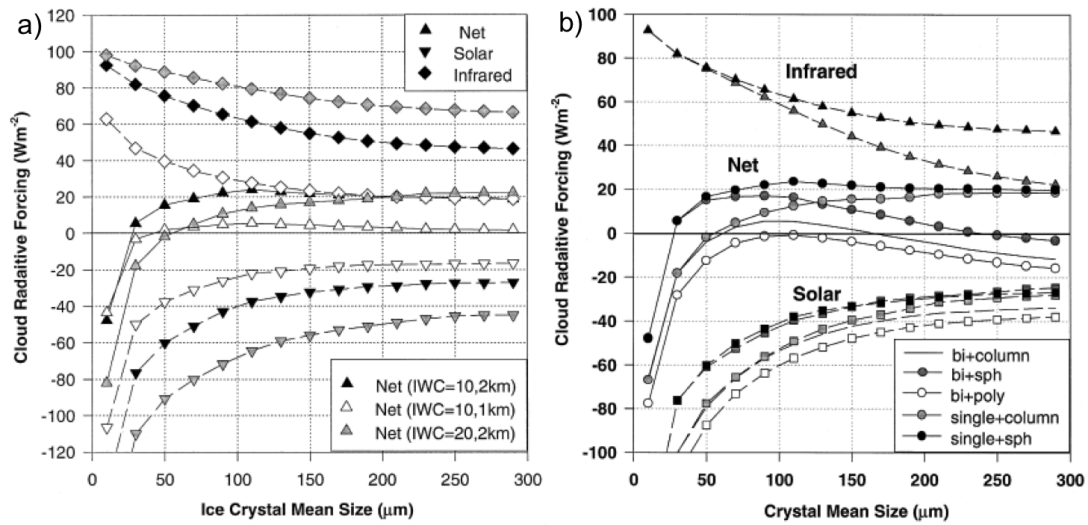


FIGURE I.6 – Forçages radiatifs, net, LW et SW des cirrus en fonction a) de la taille moyenne des cristaux, l'épaisseur physique, et le contenu en glace, b) de la taille moyenne des cristaux, la forme des cristaux et la forme de la DDP [Zhang et al., 1999].

[Harrison and Minnis, 1990] ont montré à l'aide de ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) que les moyennes latitudes présentent un forçage radiatif négatif grâce aux stratus et stratocumulus associés au passage des cyclones. Aux tropiques, les stratocumulus marins ont également un fort forçage radiatif négatif. Cependant, au niveau des zones de convection le forçage est négatif mais croît à mesure que l'on s'éloigne du centre de la convection à cause de la formation de cirrus. Au dessus des terres, le forçage radiatif des nuages est moins important du fait d'une plus faible couverture nuageuse, d'un plus fort albédo sur terre (donc plus proche de celui des nuages), ou d'une occurrence égale entre cirrus et nuages bas qui ont tendance à annuler les effets SW et LW.

[Hogan et al., 2004] évoquent l'impact des couches d'eau surfondue sur le forçage radiatif. Ces couches ont un impact radiatif plus important qu'aurait un nuage de glace de même contenu en eau à cause de leur épaisseur optique plus importante. Le problème de ces nuages est qu'ils sont encore très mal représentés dans les modèles.

Par an, l'effet moyen des nuages au TOA est d'augmenter la quantité de SW réfléchis de 48 W.m^{-2} et diminuent la quantité de LW émis de 28 W.m^{-2} [Allan, 2011]. L'effet des nuages est donc en moyenne de refroidir la planète de 20 W.m^{-2} [Zelinka et al., 2012a] soit la surface d'environ 5°C (<http://isccp.giss.nasa.gov/role.html>).

Cette partie montre que l'étude des propriétés microphysiques comme l'épaisseur optique, le rayon effectif et le contenu en eau des nuages est nécessaire à l'attribution des effets radiatifs des différents nuages.

2.3 La rétroaction des nuages

Comme on l'a dit dans la partie introductive, le système climatique est soumis à un forçage anthropogénique qui a tendance à augmenter la température de surface de la Terre. Dans cette partie nous étudierons les principes de la rétroaction climatique des

nuages et nous verrons où en sont les recherches courantes sur ce sujet qui reste très entaché d'incertitudes. En effet, quantifier cette rétroaction s'avère compliqué compte tenu de tous les éléments mis en jeu (les différentes propriétés des nuages, leur altitude, leur épaisseur optique, ...) et de la complexité de la physique des nuages. Aujourd'hui, la tendance s'oriente vers une rétroaction nuages-climat positive ce qui implique que les nuages ont tendance à amplifier le réchauffement climatique.

Le signe de la rétroaction n'est pas nécessairement le même que celui du forçage radiatif. En effet, l'augmentation de la température de surface va modifier l'état de l'atmosphère et donc les propriétés radiatives des nuages.

Une augmentation de température entraîne une augmentation de vapeur d'eau dans l'atmosphère via l'évaporation des océans, et ainsi un plus gros potentiel de formation de nuages. Le signe de la rétroaction dépendra du type de nuages qui sera formé préférentiellement avec ce surplus de vapeur d'eau.

La rétroaction des nuages a longtemps été difficile à intégrer dans les modèles à cause du manque d'observations. L'avènement des satellites CloudSat et CALIPSO de la constellation A-Train en 2006, mentionnés dans l'introduction, donnant des profils verticaux de propriétés nuageuses a permis de nettement améliorer la modélisation des processus nuageux et ainsi la caractérisation de ces rétroactions.

Les rétroactions climatiques des nuages sont calculées en sortie de modèle avec un doublement de CO₂ en entrée. Les rétroactions calculées ne concordent pas nécessairement suivant les modèles. Selon [Zelinka et al., 2012a] la difficulté réside dans le fait que l'évolution du CRF suite à une augmentation de température ne représente pas nécessairement une mesure de la rétroaction des nuages. En effet, cette évolution peut inclure des changements de flux qui ne sont pas obligatoirement causés par les nuages mais peut être par le forçage radiatif de l'atmosphère, de son humidité, sa température et l'albédo de surface [Soden et al., 2004]. Comme on l'a vu dans les deux chapitres précédents, les nuages interagissent avec l'équilibre énergétique, la circulation atmosphérique, et le cycle hydrologique. [Bony et al., 2011] mentionnent que la rétroaction nuages-transfert radiatif est la cause principale de la disparité de la sensibilité climatique. Pour améliorer les prévisions aux échelles régionales, il faut également améliorer la compréhension des processus des nuages et de l'humidité pour mieux représenter leur rôle sur l'équilibre énergétique et la dynamique locale.

Pour comparer les sorties des modèles et ainsi essayer d'en comprendre les causes des disparités pour améliorer les prévisions de rétroaction nuageuse, le projet CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparison Project) a été mis en place.

[Zelinka et al., 2012a, Zelinka et al., 2012b] comparent 11 modèles faisant parti du CFMIP et montre que la moyenne globale annuelle des rétroactions LW et SW des nuages est positive.

Globalement les auteurs concluent grâce aux différents modèles du CFMIP étudiés que les effets sur les nuages d'un doublement de CO₂ seront :

- Une réduction de la couverture nuageuse excepté aux hautes latitudes (au delà de 60°) où la couverture nuageuse sera plus importante.
- Une augmentation de l'altitude des nuages.

-Une augmentation de l'épaisseur optique des nuages au delà de 40° de latitude, et une diminution de celle-ci (cependant moins importante que l'augmentation) vers les tropiques.

-Une augmentation de la brillance des nuages aux hautes latitudes.

A partir d'une moyenne de ces 11 modèles les auteurs étudient les contributions des changements de plusieurs propriétés nuageuses (fraction nuageuse, pression au sommet du nuage et épaisseur optique) sur les rétroactions LW et SW suite à un doublement de CO_2 dans l'atmosphère.

L'augmentation de l'altitude des nuages et la réduction de la couverture nuageuse ont des effets opposés sur le flux LW. Le ratio entre les deux diffère selon les modèles mais globalement on peut conclure que la rétroaction LW est positive.

La réduction de la couverture nuageuse basse impactera beaucoup le flux SW et aura une grande importance dans la rétroaction totale.

L'augmentation de l'épaisseur optique aux moyennes et hautes latitudes engendre nécessairement une rétroaction SW négative. Globalement cette rétroaction est relativement petite mais elle reste néanmoins la rétroaction la plus significative aux hautes latitudes.

Malgré des disparités entre les modèles, tous s'accordent sur une rétroaction nette globale positive.

De plus il faut noter que les aérosols ont des effets indirects sur les nuages. Certains des effets les plus étudiés sont mentionnés ci dessous, mais il faut garder à l'esprit que l'étude des effets des aérosols sur le cycle hydrologique et le bilan radiatif est encore un sujet de recherche actif et beaucoup de points restent à éclaircir.

Le premier effet des aérosols sur les nuages est l'effet sur l'albédo (Cloud Albedo Effect) : pour un même contenu en eau, une augmentation des aérosols (donc des noyaux de condensation) changera la microphysique des nuages et l'augmentation de la surface de rétrodiffusion induira une augmentation de l'albédo des nuages [Twomey, 1977].

Le deuxième effet est l'effet sur la durée de vie des nuages (Cloud Lifetime Effect) : [Albrecht, 1989] fait l'hypothèse qu'en présence d'une plus forte concentration d'aérosols la durée de vie des nuages s'en trouve rallongée. [Ferek et al., 1998] montrent grâce à des observations faites sur les routes maritimes que les aérosols réduisent le drizzle, en empêchant la coalescence des gouttes ; ce qui augmente la durée de vie des nuages.

Ces deux effets vont plutôt avoir tendance à refroidir la Terre.

La complexité du système et les interactions entre ses différents composants font que ces rétroactions sont difficiles à évaluer et à représenter dans les modèles. L'étude des propriétés microphysiques et macrophysiques des nuages à l'échelle globale grâce aux capteurs spatiaux est la première étape avant de tendre vers une amélioration des modèles de prévision.

3 Les modèles de prévision

3.1 La modélisation du temps et du climat

Les principes physiques utilisés dans la modélisation de l'atmosphère et des océans peuvent être utilisés pour les modèles de temps (PNT : prédiction numérique de temps) pour les prévisions à court terme (2 ou 3 jours) et pour les modèles de climat (GCM-Global Circulation Models) pour les prévisions à long terme (jusqu'à plusieurs années). Les prévisions déterminent l'état de l'atmosphère (pression, température, vents, humidité et pluie) du futur dans chacune des boîtes du maillage (dont la taille dépend de la résolution choisie) décrivant l'atmosphère, comme il est schématisé sur la Figure I.7.

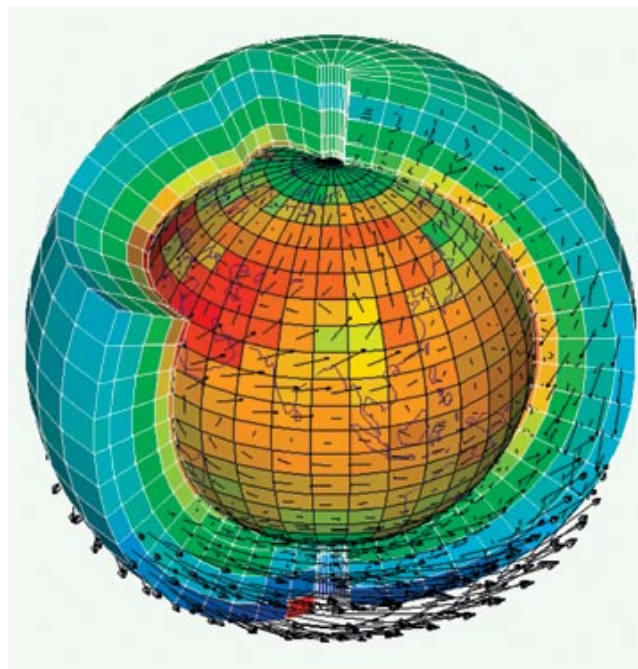


FIGURE I.7 – Maillage de l'atmosphère (Crédits : L. Fairhead)

La modélisation atmosphérique fait intervenir des processus dépendant du temps et de l'espace et sont donc régis par des équations aux dérivées partielles. De plus, les modélisations font aussi intervenir la paramétrisation des phénomènes sous-maille dont l'ampleur est plus petite que la boîte de résolution (radiation, processus nuageux et précipitation, échanges de chaleur surface-air, convection, effets du terrain sur les ondes, ...). Le but de la paramétrisation est de pouvoir représenter les effets des phénomènes à plus petite échelle que la maille à partir des propriétés à l'échelle de la maille. Les variables météorologiques recherchées sont simulées par la résolution de l'équation des moments, l'équation de l'énergie thermodynamique, l'équation de la continuité de l'air, l'équation d'état, l'équation de continuité pour l'eau et l'équation de transfert radiatif.

Ces équations sont résolues sur des grilles de résolution différentes avec des pas de temps différents par assimilation de données 3D-var ou 4D-var selon les modèles. Pour les modèles de PNT les résolutions spatiale et temporelle sont plus petites que pour les GCM. La méthode 4D-var prend en compte l'évolution dans le temps du système

météorologique et est ainsi plus efficace.

Les modèles de temps - PNT

Le but des modèles de PNT est de pouvoir prévoir les états futurs de l'atmosphère à court terme, avec une résolution spatiale de quelques kilomètres.

La difficulté de la prévision du temps réside dans la nature chaotique de l'écoulement atmosphérique. Ceci a été découvert par Edward Lorenz en 1960 et a été appelé effet papillon. Les prévisions météorologiques sont très sensibles aux conditions initiales en entrée des modèles. Ainsi même de très petites incertitudes sur les conditions initiales peuvent engendrer des résultats très différents sur les prévisions au delà de quelques jours. Pour maîtriser ce problème, un jeu de différentes conditions initiales est utilisé en entrée du modèle et les sorties sont combinées pour déterminer l'état de l'atmosphère futur le plus probable (ensemble forecasting) [Lynch, 2007].

Les PNT ont des versions globales (qui couvrent l'ensemble du globe) et régionales (avec une résolution plus fine). Par exemple les modèles opérationnels de Météo France sont :

- Arpège (Action de recherche petite échelle/grande échelle) : Résolution de 16 km sur le globe et 10 km sur la France pour prévoir les phénomènes de grande échelle comme les dépressions et les anticyclones.

- Aladin (Aire limitée et adaptation dynamique) : Modèle zoomé dérivant d'Arpège sur une grille de 7.5 km.

- Arome (Application de la recherche à l'opérationnel à méso échelle) : modèle zoomé sur la France (métropole) avec des mailles de 2.5 km dérivant d'Arpège permettant de prévoir les phénomènes dangereux.

Les modèles de climat

Le but des modèles de climat est de déterminer avec le moins d'incertitude possible les évolutions de températures et de précipitations à la surface du globe. Les modèles atmosphériques sont couplés aux modèles océaniques (AOGCM).

Les GCM ont été développés à partir des modèles de prévision du temps (http://www.wmo.int/pages/themes/climate/climate_models.php) mais leur résolution est plus faible et leur pas de temps bien plus important. De nos jours les modèles de climat ont des résolutions spatiales autour d'une centaine de kilomètre. Cette résolution devient de plus en plus fine avec le temps ce qui a tendance à fortement améliorer les simulations que ce soit au niveau régional ou global.

Les projections du changement climatique du GIEC sont basées sur une vingtaine de modèles de climat de différents groupes de différents pays. Parmi ces modèles on compte le HadGem du Met Office de Grande Bretagne, CM5 du CNRM (Centre National de la Recherche Météorologique) français, CM5a de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace), CM3 du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) américain et cesm1 du NCAR (National Center for Atmospheric Research) américain. Ces modèles ne sont pas construits de la même manière : ils n'utilisent pas la même résolution, que ce soit pour l'atmosphère mais aussi pour le sol, l'océan et la cryosphère. De plus, ils ne re-

posent pas sur les mêmes hypothèses concernant, entre autre, le couplage avec l’océan ou encore les interactions nuages-aérosols. Les simulations générées par ces modèles sont donc différentes. Il est très important d’essayer d’attribuer une raison à ces différences pour améliorer les modèles.

Le rapport du GIEC de 2007 rapportait que la disparité observée entre les différents modèles de climat était principalement due à la rétroaction des nuages. Les nuages sont des phénomènes dont l’ampleur est bien plus petite que la maille des GCM, c’est pourquoi une paramétrisation est nécessaire pour qu’ils soient pris en compte dans les modèles.

3.2 Paramétrisation des nuages dans les modèles

Pour pouvoir inclure les nuages dans les modèles, plusieurs paramètres les concernant doivent être connus et décrits : la couverture horizontale, l’extension verticale, la phase, la taille et la forme et la distribution des hydrométéores et la quantité de chaleur contenue dans un nuage [Jakob, 2004].

Les modèles de climat ont des mailles trop larges pour pouvoir représenter explicitement ces processus nuageux dont certains interviennent à l’échelle du micromètre.

[Fowler et al., 1996] recensent les méthodes de paramétrisation des nuages dans les GCM : la méthode appelée “fixed clouds” utilise des données satellites pour décrire la couverture nuageuse et son épaisseur optique. Cette méthode ne permet pas aux nuages d’influencer le climat sauf à travers des effets radiatifs SW et LW.

La méthode “early-diagnostic” utilisée pour la première fois dans un GCM par [Hansen et al., 1983] prédit l’occurrence des nuages à partir de la saturation de l’humidité. Les propriétés optiques des nuages sont paramétrées par le type de nuage et l’altitude. Plus tard, en 1984, ces propriétés ont été paramétrées en fonction de la température.

La méthode “prognostic cloud water” utilise des équations pronostiques pour le contenu en eau liquide et glace. Elle permet une simulation de la distribution spatiale et temporelle de la couverture nuageuse due aux processus microphysiques.

Depuis, la paramétrisation des nuages, de la convection et de la turbulence a connu quelques progrès grâce à l’amélioration des connaissances sur les processus nuageux mais ceux-ci sont relativement lents [Randall et al., 2003]. Différents schémas de paramétrisation existent maintenant, par exemple pour la paramétrisation de la convection, les schémas de Grell, Betts-Miller ou Kain-Fritsch.

[Randall et al., 2003] utilisent une idée de [Grabowski and Smolarkiewicz, 1999] pour créer ce qu’ils appellent une super paramétrisation qui consiste l’inclusion d’une couche horizontale de modèle à grande résolution (CRM – Cloud Resolving Model) en 2D dans chaque maille du GCM. Ces CRM simulent explicitement les nuages dans chaque maille et permettent un calcul de leurs effets sur la radiation. L’utilisation des CRM dans les mailles de GCM a été utilisée et semble améliorer les résultats en terme de processus convectifs et de précipitation [Li et al., 2012, Dirmeyer et al., 2012].

Cependant ces CRM demandent beaucoup de ressources de calcul, ainsi des prévi-

sions climatiques sur plus de 2 mois n'ont pour l'instant pas encore pu être réalisées [Khairoutdinov and Randall, 2012].

Il est donc difficile de substituer les paramétrisations par des CRM, cependant ceux-ci peuvent s'avérer très utiles pour les valider [Hourdin et al., 2013].

Aussi, pour certains modèles de PNT (zones grises : mailles entre 2km et 7km) les zones de convections profondes ne sont pas beaucoup plus petites que les mailles du modèle, mais ne sont pas non plus totalement décrites dans une maille. [Gerard et al., 2009] proposent une méthode combinant des variables pronostiques et des processus résolus dans la maille pour améliorer des prévisions dans les zones grises.

La paramétrisation des nuages reste une des difficultés majeures dans la mise en place des modèles. En effet les incertitudes restantes sur la paramétrisation de la convection et de la microphysique des nuages engendrent des incertitudes sur les simulations de vapeur d'eau, de nuages, de précipitation et ainsi de prévision climatique [Del Genio, 2012, Jiang et al., 2012]. Le retard qu'a pris la paramétrisation des nuages est du au manque de données de structure verticale des nuages avant l'arrivée des satellites de l'A-Train.

3.3 Evaluation de la représentation des nuages dans les modèles de prévision du temps

L'évaluation de la représentation des nuages dans les modèles PNT peut permettre de comprendre quand et pourquoi les prévisions manquent parfois d'exactitude, et ainsi d'améliorer les prédictions des modèles.

Le project Cloudnet [Illingworth et al., 2007], qui a été développé pour produire des données verticales de propriétés nuageuses, peut permettre d'évaluer les nuages dans les modèles de prévision du temps. Les propriétés nuageuses sont obtenues à partir de mesures sol (radar, lidar et radiomètres) de stations instrumentales localisées à Chibolton en Angleterre, au SIRTa (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) de Palaiseau en France, et à Cabauw aux Pays-Bas.

La fraction nuageuse, les contenus en eau liquide (LWC) et glacée (IWC) obtenus grâce au projet Cloudnet sont comparés aux sorties de 7 modèles européens (dont le modèle Arpège de Météo France).

Les comparaisons de fraction nuageuse entre observations (restitutions Cloudnet) et les modèles, présentées sur la Figure I.8, montrent une forte surestimation des nuages de la couche limite par les modèles hollandais (KNMI RACMO) et suédois (SMHI RCA) (Figure I.8-a) et une difficulté des deux versions du Met Office de simuler des fractions nuageuses de 1 (Figure I.8-b). On remarque également que 6 modèles (tous sauf le modèle allemand DWD LM) sous estiment les nuages de l'étage moyen.

Les Figures I.9 et I.10 présentent de la même manière que la Figure I.8 les comparaisons entre observations et modèles respectivement pour le contenu en eau liquide et glacée. On remarque que, en dessous de 2 km, les modèles du Met Office et de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) sont bien en accord avec les observations de LWC, contrairement au modèle suédois (SHMI RCA) qui modélise trop d'eau liquide et celui de Météo France qui en modélise trop peu. Pour l'eau glacée, les modèles Met Office Mesoscale et ECMWF produisent des valeurs correctes en compa-

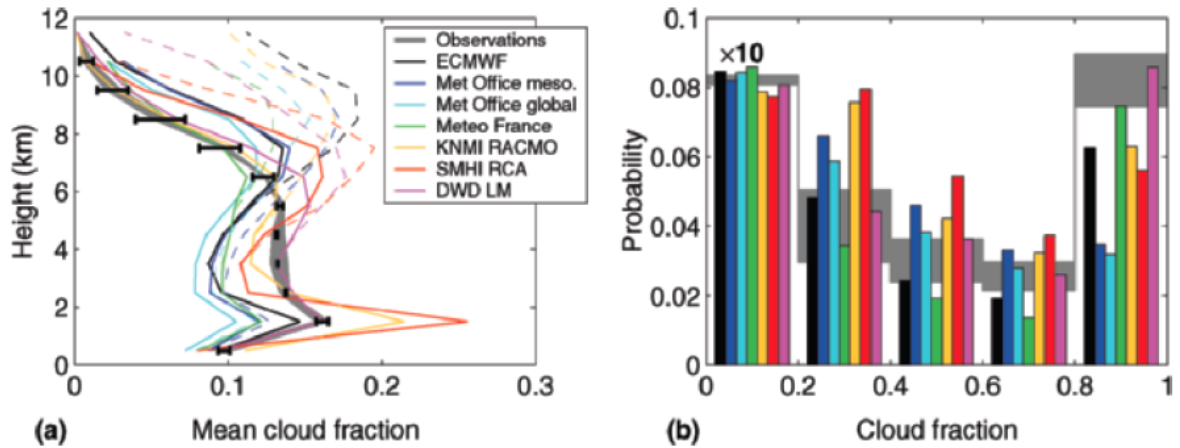


FIGURE I.8 – a) Fractions nuageuses moyennes pour l’année 2004 des 3 sites et des 7 modèles européens. Les lignes tiretées correspondent à tous les nuages alors que les lignes pleines filtrent les nuages qui sont trop épais pour être détectés par le radar. b) Histogrammes des fractions nuageuses observées (gris) et modélisées filtrées pour les nuages sous 7 km [Illingworth et al., 2007]

raison aux observations alors que de la même manière que pour le LWC le modèle de Météo France sous estime l’IWC.

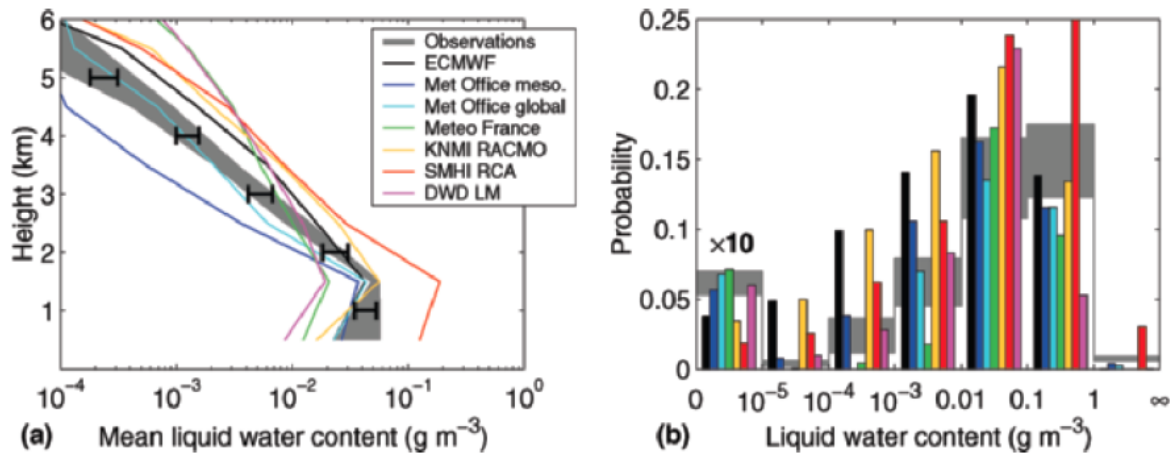


FIGURE I.9 – Identique à la Figure I.8 mais pour le contenu en eau liquide [Illingworth et al., 2007]

Aussi, le projet Cloudnet a permis de mettre en évidence que les prévisions étaient meilleures (à Cabauw) en hiver qu’en été, probablement car la convection est plus compliquée à modéliser que les systèmes stratiformes [Illingworth et al., 2007].

Tous les graphes et détails du projet Cloudnet sont disponibles sur le site <http://www.cloud-net.org/>

Cependant, avec Cloudnet les évaluations de modèles sont surtout valables pour les nuages de basses altitudes (inférieure à 8 km) car au delà, le radar peut être atténué et

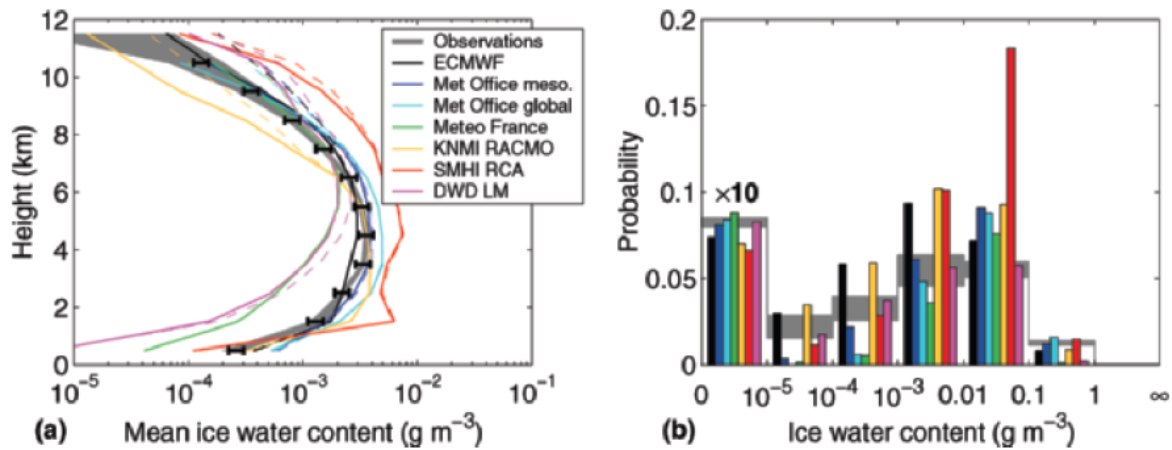


FIGURE I.10 – Identique à la Figure I.8 mais pour le contenu en eau glacée [Illingworth et al., 2007]

le signal lidar peut difficilement passer à travers les nuages d’eau liquide.

Les données satellites peuvent également être utilisées pour vérifier les modèles de PNT [Crocker and Mittermaier, 2013].

3.4 Évaluation de la représentation des nuages dans les modèles de climat

Avec l’avènement de l’observation spatiale des nuages avec l’A-Train, les modèles peuvent être évalués par comparaison. [Jiang et al., 2012] évaluent les simulations des nuages et de la vapeur d’eau dans plusieurs modèles de climat. Les modèles étudiés font parti du CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) et sont comparés aux mesures de IWP (Ice Water Path), LWP (Liquid Water Path) et CWC (Cloud Water Content) dérivées d’observations des satellites de l’A-Train.

Les auteurs évaluent l’évolution de ces modèles par rapport à leur version précédente et ils trouvent en moyenne une tendance à l’amélioration comme le montre la Figure I.11.

La Figure I.11 représente la moyenne sur plusieurs années, pour différentes latitudes, de l’IWP et du LWP pour les modèles de CMIP3 et CMIP5 et les observations de l’A-train. La bande grise correspond à la fourchette des bonnes estimations calculée à partir des données de CloudSat.

On remarque sur ce graphe que le modèle du GISS a été considérablement amélioré depuis la version précédente en terme d’IWP.

[Jiang et al., 2012] notent aussi que c’est dans la haute troposphère que l’on observe le plus de disparité entre les modèles et les plus grosses différences entre modèles et observations.

[Cesana and Chepfer, 2012] comparent, à différents niveaux d’altitude, la couverture

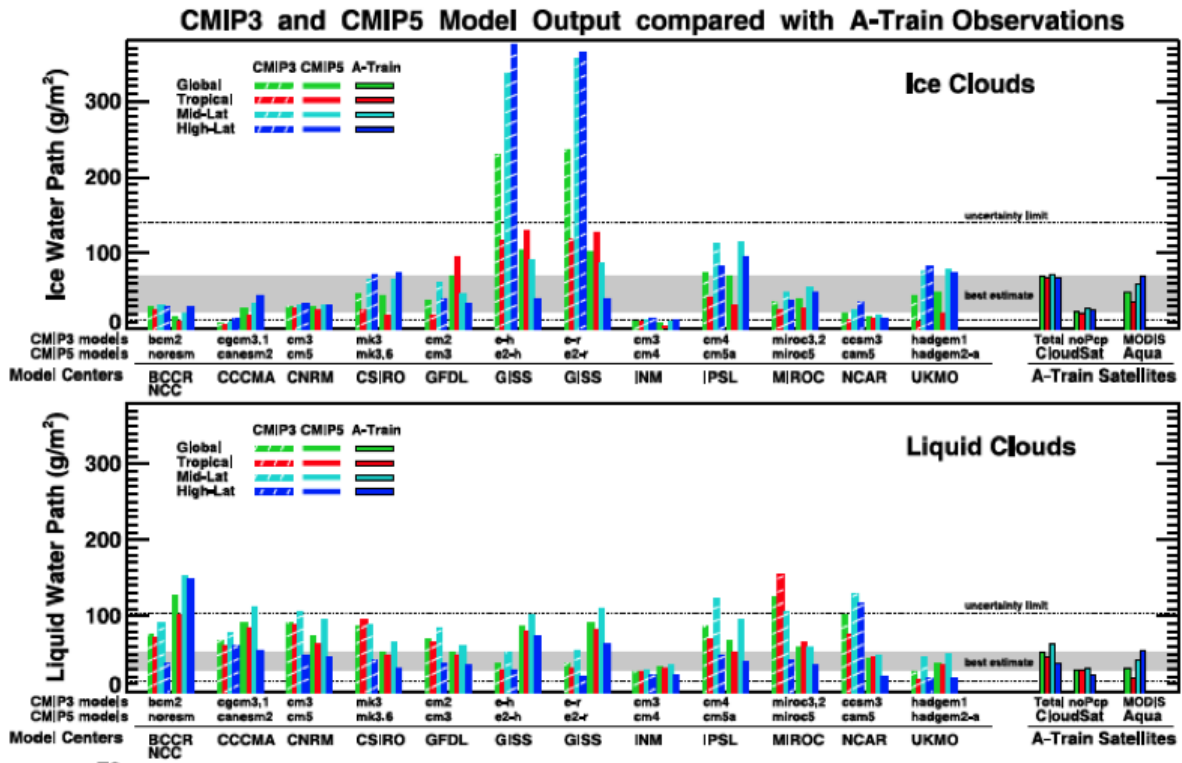


FIGURE I.11 – Comparaison des performances des modèles (modifié de [Jiang et al., 2012])

nuageuse détectée par le lidar de CALIPSO à la couverture nuageuse générée par différents modèles (Figure I.12).

Sur la Figure I.12 on remarque pratiquement une sous estimation systématique de la couverture nuageuse par la plupart des modèles sauf dans l'arctique. Certains modèles néanmoins surestiment la couverture des nuages hauts.

[Kay et al., 2012] évaluent plus précisément le modèle CAM (Community Atmosphere Model) du NCAR et son évolution entre les versions 4 et 5. Le modèle a été amélioré du point de vue de la sous-estimation de la couverture nuageuse grâce à une meilleure représentation des processus physiques mis en jeu. CAM5 a aussi été amélioré car il a diminué sa quantité de nuages optiquement épais et ce, grâce à l'incorporation de l'impact de la neige sur les flux radiatifs. Les auteurs notent cependant qu'il faut également faire attention aux incertitudes liées à la mesure pour effectuer des évaluations de modèles.

Conclusion

Prévoir le climat et le temps est donc très important pour permettre à l'homme de s'adapter à son environnement. La disparité des prévisions entre les modèles est principalement due aux nuages. Ils représentent un facteur clé dans la sensibilité du climat ; l'observation et l'étude de leur structure, leur description horizontale et verticale ainsi que leurs propriétés microphysiques sont donc nécessaires à l'amélioration des modèles. L'observation spatiale a été capitale dans l'amélioration de ces connaissances. Le spectre

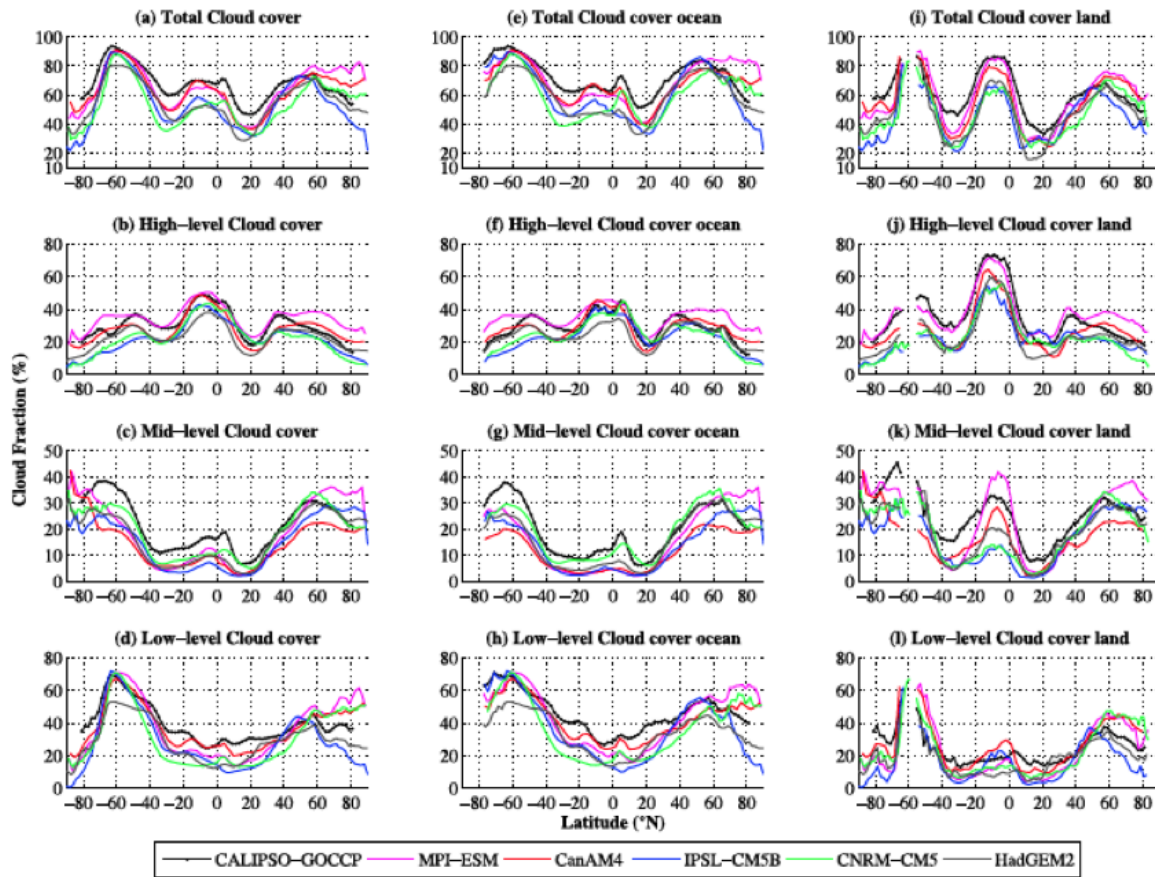


FIGURE I.12 – Comparaison de la couverture nuageuse obtenue par CALIOP et par différents modèles [Cesana and Chepfer, 2012])

des paramètres nuageux nécessaires à la description des systèmes atmosphériques étant assez large, la combinaison de plusieurs instruments peut s'avérer très utile. De plus, de nouveaux capteurs (moins de 10 ans) permettent de décrire les structures nuageuses verticalement ce qui contribue considérablement à l'étude des nuages et de leurs impacts.

Deuxième partie

Comment étudier les nuages et leurs impacts

Sommaire

1	Instruments	40
1.1	Principes de télédétection - Rayonnement	40
1.2	Instruments de télédétection passive	42
1.3	Instruments de télédétection active	43
1.4	Instrumentation in-situ – sondes microphysiques	46
2	Missions spatiales	47
2.1	A-Train	47
2.1.1	Aqua	48
2.1.2	CALIPSO	48
2.1.3	CloudSat	49
2.2	EarthCARE	50
2.2.1	Le Lidar ATLID (ATmospheric LIDar)	50
2.2.2	Le CPR	51
2.2.3	BBR – BroadBand Radiometer	51
2.2.4	MSI – Multi Spectral Imager	52
2.2.5	La synergie des instruments d'EarthCARE	52
3	Campagnes de mesures aéroportées RALI	53
3.1	Présentation de RALI	53
3.1.1	Le radar RASTA	53
3.1.2	Le lidar LNG	53
3.2	Les campagnes RALI	54
3.2.1	La campagne CIRCLE 2	54
3.2.2	La campagne EUCAARI	54
3.2.3	La campagne POLARCAT	54
3.2.4	La campagne LNG-CALIPSO	54
4	Les méthodes de restitution de paramètres microphysiques et radiatifs des nuages de glace	55
4.1	Les méthodes mono instrument	55
4.2	Les méthodes synergiques	57

1 Instruments

Cette thèse se focalise sur l'étude des nuages pour répondre à un certain nombre de problématiques détaillées dans la partie précédente. En ce sens, nous n'aborderons dans ce chapitre que les instruments spécifiques à l'étude des nuages, même si ceux-ci peuvent également être utilisés pour l'étude des aérosols et d'autres phénomènes atmosphériques.

Le principe de la télédétection est d'obtenir des informations sur des cibles sans contact direct avec celles-ci. Tout d'abord nous présenterons les bases du rayonnement électromagnétique pour ensuite décrire le fonctionnement des instruments de télédétection passive et active.

1.1 Principes de télédétection - Rayonnement

Le rayonnement électromagnétique (solaire, terrestre ou celui émis par un instrument) subit des transformations suite à l'interaction avec l'atmosphère (molécules, poussières, gouttes d'eau, cristaux de glace). L'étude de ces interactions donne des renseignements sur les cibles étudiées.

Considérons un rayonnement d'énergie I_λ le long du chemin optique ds .

Pour une surface unité l'énergie est atténuée selon l'équation II.1

$$dI = -I_\lambda \sigma_\lambda N ds \quad (\text{II.1})$$

où N (m^{-3}) est le nombre de particules par unité de volume et σ_λ (m^2) représente une mesure de la probabilité que le rayonnement à la longueur d'onde λ soit éteint par la particule rencontrée. On appelle σ_λ la section efficace d'extinction.

L'extinction est causée par deux phénomènes d'atténuation : l'absorption et la diffusion. La section efficace d'extinction s'obtient donc avec l'équation II.2 :

$$\sigma_\lambda = \sigma_{abs} + \sigma_{diff} \quad (\text{II.2})$$

Le terme $\sigma_\lambda N$ s'appelle le coefficient d'extinction et se note α (m^{-1}).

Ceci est dans le cas où le volume est constitué des particules ayant toutes la même taille donc ayant toutes la même section efficace.

Dans un volume atmosphérique, les particules ont souvent des diamètres D différents, et donc des sections efficaces dépendant de D différentes. Le coefficient d'extinction s'écrit de la même manière que le coefficient d'extinction visible de l'équation I.4, sous la forme de l'équation II.3 :

$$\alpha = \int \sigma(D) N(D) dD \quad (\text{II.3})$$

Avec $N(D)$ la distribution dimensionnelle des particules abordée précédemment. $N(D)dD$ est donc la concentration des particules dont les diamètres sont compris entre D et dD .

– *Absorption*

Le rayonnement électromagnétique incident dans l'atmosphère peut être absorbé par ses constituants (aérosols, gouttes d'eau, cristaux de glace). Le constituant passe alors à un niveau d'énergie supérieur car il absorbe l'énergie du photon arrivant. La capacité d'absorption du constituant est déterminée par la section efficace d'absorption σ_{abs} .

– *Diffusion*

Les constituants de l'atmosphère peuvent également diffuser le rayonnement c'est-à-dire changer la direction de propagation des photons. A travers un milieu seulement diffusant, la perte d'énergie suit l'équation II.4 :

$$dI = -I_{\lambda}\alpha_{diff}ds \quad (II.4)$$

avec α_{diff} le coefficient de diffusion. De même que pour le coefficient d'extinction avec l'équation II.3, le coefficient de diffusion s'écrit sous la forme de l'équation II.5 :

$$\alpha_{diff} = \int \sigma_{diff}(D)N(D)dD \quad (II.5)$$

Le coefficient de rétrodiffusion est α_{diff} pour un angle égal à 180° .

Les mécanismes d'interactions entre les particules et les photons diffèrent suivant la taille des particules :

Si la taille de la particule est petite devant la longueur d'onde de l'onde électromagnétique alors la diffusion suit le régime de Rayleigh. C'est le cas des atomes ou des molécules de l'atmosphère. La puissance diffusée est proportionnelle à λ^{-4} [Rayleigh, 1871] donc les petites longueurs d'onde sont beaucoup plus diffusées que les grandes. La diffusion est à peu près égale dans toutes les directions. Ceci explique que le ciel soit bleu. Le coefficient de diffusion s'obtient par l'équation II.6 :

$$\alpha_{diff} = \frac{2\pi^5}{3\lambda^5} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \int D^6 N(D)dD \quad (II.6)$$

avec m l'indice de refraction du milieu diffusant.

Si la taille des particules est environ égale à la longueur d'onde, la diffusion suit la théorie de Mie. La diffusion vers l'avant est d'autant plus importante que la particule est grosse. Ceci explique que les nuages soient blancs. Le coefficient de diffusion s'obtient par l'équation II.7 :

$$\alpha_{diff} = \frac{\pi}{4} \int Q_{diff} D^2 N(D)dD \quad (II.7)$$

avec Q_{diff} l'efficacité de diffusion.

Pour les particules dont la taille est bien plus importante que la longueur d'onde, la diffusion suit le régime de l'optique géométrique.

La diffusion du rayonnement suivant la taille des particules est schématisée sur la Figure II.1 :

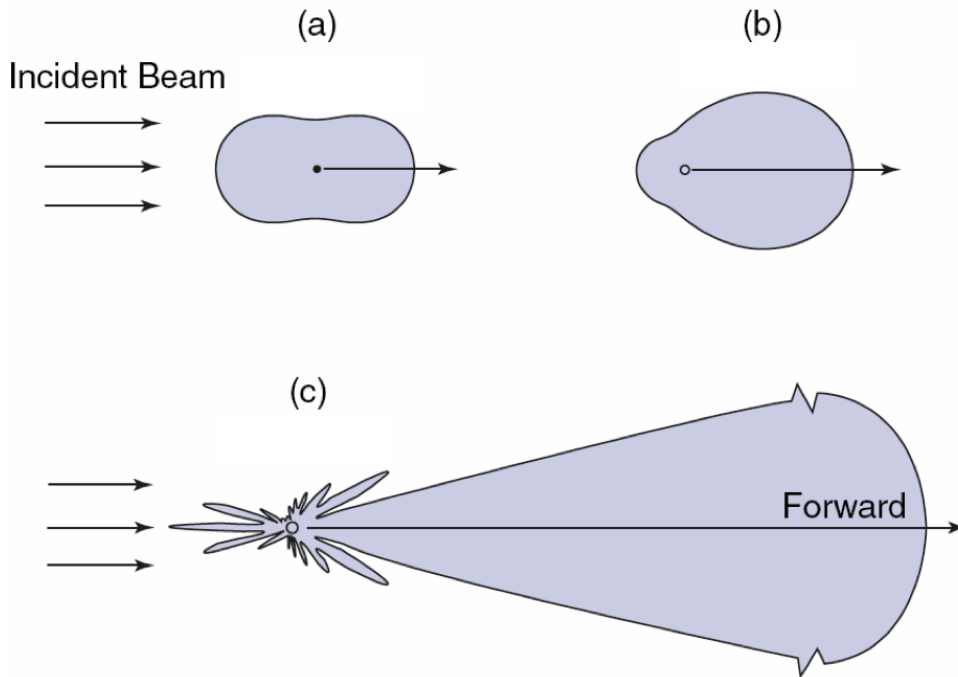


FIGURE II.1 – Répartition de la probabilité de diffusion dans différentes directions, pour différents types de diffusion : (a) Rayleigh, (b) et (c) Mie avec une particule plus grande en (c)

Il faut également prendre en compte le phénomène de diffusion multiple : la contribution de la diffusion venant d'autres particules du voisinage.

L'épaisseur optique, déjà définie précédemment, est une grandeur qui est beaucoup utilisée dans l'étude des nuages. Elle caractérise l'opacité d'un milieu aux radiations et se calcule par l'intégrale de l'extinction entre deux altitudes selon l'équation II.8 :

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} \alpha dz \quad (\text{II.8})$$

1.2 Instruments de télédétection passive

Les instruments de télédétection passive recueillent le rayonnement thermique émis et le rayonnement solaire réfléchi ou diffusé par la Terre et l'atmosphère.

Le radiomètre embarqué sur un satellite mesure la radiance et la température de brillance au sommet de l'atmosphère. La température de brillance est la température qu'aurait un corps noir qui émettrait la radiance mesurée par le radiomètre.

Pour l'étude des nuages les radiomètres utilisés opèrent dans le visible ($0.6 \mu m - 1 \mu m$), moyen-infrarouge ($1 \mu m - 4 \mu m$), infrarouge thermique ($8 \mu m - 15 \mu m$) et micro-onde ($1 \text{ mm} - 30 \text{ cm}$).

Dans le cas de l'IR la radiance mesurée émane du sommet des nuages et du sol si les nuages ne sont pas suffisamment opaques à ces longueurs d'onde pour bloquer toutes les radiations terrestres. L'émissivité des nuages dépend de leurs propriétés microphysiques et macrophysiques mais aussi de la longueur d'onde. La radiance émise par la surface de la terre (ou de l'océan) représente souvent une grosse partie de la radiance mesurée : Dans l'IR thermique toutes les surfaces ont des émissivités de plus de 0.7. L'intensité émise par une surface unité à une certaine longueur d'onde est $I_\lambda = \epsilon_\lambda \cdot B_\lambda(T_s)$ avec $B_\lambda(T_s)$ la fonction de Planck donnant l'intensité émise par un corps noir à la température T_s .

Dans le visible, les émissivités peuvent être négligées, c'est la quantité de lumière du soleil réfléchi par les nuages qui est étudiée. L'inconvénient de cette technique est qu'on ne peut l'utiliser que de jour.

Les nuages ont donc des signatures différentes suivant la longueur d'onde observée ; la combinaison de plusieurs longueurs d'onde est en général utilisée pour obtenir des informations plus complètes sur la nature des nuages présents sur la colonne atmosphérique étudiée.

La télédétection passive donne donc une information sur la structure horizontale des nuages, mais malheureusement n'apporte pas de détails sur la distribution verticale des couches nuageuses, or ceci a un fort impact sur le bilan radiatif.

1.3 Instruments de télédétection active

Contrairement aux instruments de télédétection passive les instruments de télédétection active émettent des ondes électromagnétiques vers les cibles à étudier. L'onde rétrodiffusée par ces cibles donne des informations sur leurs propriétés intrinsèques. La télédétection active peut donc sonder l'intérieur des nuages et apporte ainsi des informations sur la distribution verticale des couches nuageuses ; ceci a grandement contribué à améliorer nos connaissances sur les processus nuageux.

Les instruments de télédétection active utilisés au cours de cette thèse sont le radar et le lidar. Les deux instruments fonctionnent sur le même principe mais à des longueurs d'ondes différentes : le radar (radio detection and ranging) nuage dans les micro ondes, alors que le lidar (light detection and ranging) émet dans le visible ou les proches UV (Ultra Violet) ou IR.

Ces radars et lidars peuvent être installés au sol, ou bien embarqués sur des plateformes aéroportées ou spatiales.

L'avantage des instruments de télédétection active est qu'ils donnent accès à la structure verticale des nuages contrairement à la télédétection passive qui ne donne qu'une information intégrée des propriétés nuageuses.

La puissance rétrodiffusée par les instruments de télédétection active se met sous la forme :

$$P_r = C k_{diff}(180^\circ) \cdot e^{-2\tau} \quad (\text{II.9})$$

–*Les radars :*

Les radars utilisés pour l'étude des nuages émettent à des fréquences de 35 GHz ou 95 GHz. Le radar émet généralement des pulses à intervalle régulier dans un faisceau de faible largeur. Il recueille ensuite l'énergie rétrodiffusée par les particules contenues dans chaque volume échantillonné.

A ces longueurs d'onde, le phénomène de diffusion peut suivre le régime de Rayleigh pour les petites particules et le régime de Mie pour les grosses particules.

La puissance reçue par le radar P_r peut se mettre sous la forme :

$$P_r = CK \frac{Z}{r^2} \quad (\text{II.10})$$

où C est la constante instrumentale liée aux paramètres d'émission et de réception de l'instrument, K un coefficient lié à l'atténuation et r la distance entre le radar et les hydrométéores échantillonnés. Le facteur Z est la réflectivité du radar et s'exprime en fonction de la distribution de la taille des particules par l'équation II.11 :

$$Z = \int N(D)\sigma(D)dD \quad (\text{II.11})$$

et se mesure en $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$ ou alors plus communément en dBZ lorsque l'on utilise $10\log_{10}(Z)$.

La puissance rétrodiffusée par les nuages augmente avec la fréquence du radar, mais malheureusement l'atténuation due aux gaz atmosphériques et à l'eau liquide augmente également. La longueur d'onde 95 GHz est le meilleur compromis entre les deux pour les radars spatiaux. A cette fréquence, les radars sont sensibles aux grosses particules, donc détectent les nuages de glace composés de gros cristaux et la pluie, mais ne peuvent détecter des nuages composés de fines particules comme des cirrus, les aérosols et les nuages d'eau liquide.

De plus, les radars peuvent avoir des capacités Doppler. Pour l'instant aucune plateforme spatiale n'a embarqué de radar nuage Doppler mais ce sera bientôt le cas d'Earth-CARE. Les radars nuage Doppler ont néanmoins déjà été embarqués sur des plateformes aériennes. Le signal Doppler donne une information sur la vitesse de chute des particules couplée à la vitesse verticale de l'air et est donc très utile pour séparer le nuage de sa zone de précipitation.

–*Les lidars :*

Les lidars dédiés à l'étude des nuages opèrent à 355 nm, 532 nm ou 1064 nm. Ces courtes longueurs d'onde font que le signal lidar peut être atténué assez rapidement et ne permet pas de traverser des nuages trop épais.

La puissance rétrodiffusée par les hydrométéores à l'altitude z à la longueur d'onde λ se calcule par l'équation II.12 [Collis and Russel, 1976] :

$$P_r(z, \lambda) = P_0(\lambda) C \frac{O(z)}{z^2} \beta_t(z, \lambda) e^{-2 \int_0^z \alpha(s, \lambda) ds} \quad (\text{II.12})$$

De même que pour le radar, C est la constante instrumentale. $O(z)$ est la fonction de recouvrement, $\beta_t(z, \lambda)$ est le coefficient de rétrodiffusion et $\alpha(s, \lambda)$ le coefficient d'extinction défini précédemment. Ce sont $\beta_t(z, \lambda)$ et $\alpha(s, \lambda)$ qui dépendent de la nature des hydrométéores échantillonnées et sont reliés par le paramètre que l'on appelle le rapport lidar et que l'on note S et qui se met sous la forme de l'équation II.13 :

$$S = \frac{\alpha(s, \lambda)}{\beta_t(z, \lambda)} \quad (\text{II.13})$$

A ces longueurs d'onde, les particules de glace diffusent le signal dans le régime de l'optique géométrique pour les plus grosses particules et dans le régime de Mie pour les plus petites ; l'intensité rétrodiffusée est donc proportionnelle au carré du diamètre de la particule (donc à sa surface).

Le signal lidar est sensible à la section efficace des particules et à leur concentration. Ainsi, il est très fortement atténué par les nuages d'eau liquide où les particules sont très concentrées. En contrepartie, il peut distinguer les nuages optiquement fins comme les cirrus.

Les lidars peuvent également avoir des capacités de Haute Résolution Spectrale (HRS) qui permet de séparer le signal Rayleigh (donc provenant des molécules d'air) du signal de Mie (donc correspondant aux particules de nuages ou d'aérosols). La Figure II.2 présente un profil spectral de rétrodiffusion de molécules et de particules ; on voit qu'avec un filtre de très fine largeur de bande on peut séparer les deux signaux.

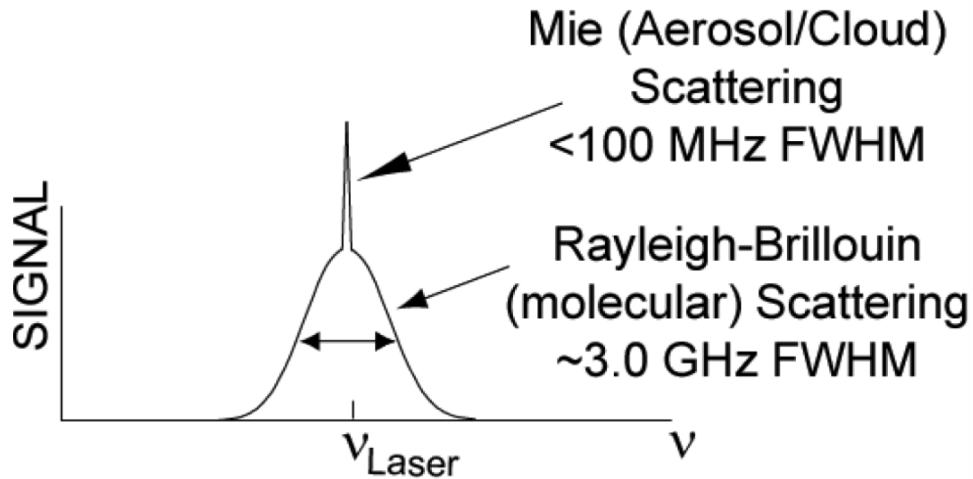


FIGURE II.2 – Profil spectral de rétrodiffusion provenant d'un mélange de molécules et d'aérosols [Hostetler et al., 2005]

Cette séparation de signaux permet d'avoir une estimation directe et indépendante de la rétrodiffusion et de l'extinction des nuages ou des aérosols.

Les travaux des chercheurs de l'université du Wisconsin [Eloranta, 2005], et de l'IPSL [Bruneau and Pelon, 2003] détaillent les principes de fonctionnement des lidars HRS.

Les lidars et les radars ont tous les deux des propriétés différentes et sont sensibles

à différents types d'hydrométéores tout en ayant une plage de sensibilité commune. La combinaison de ces deux instruments permet d'avoir une image plus complète du nuage sur la verticale.

1.4 Instrumentation in-situ – sondes microphysiques

Téledétections active et passive sont utilisées sur des plateformes spatiales ou aériennes et dans ce dernier cas peuvent être complétées par des mesures in situ grâce à des sondes microphysiques. Elles peuvent servir à relier les mesures de téledétection aux observations directes de la microphysique des nuages. Une liste non exhaustive de quelques sondes microphysiques utilisées dans les campagnes de mesures dédiées à l'étude des nuages est présentée ici :

Le capteur FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe) sert à compter et à donner la taille des particules (entre $2\ \mu\text{m}$ et $50\ \mu\text{m}$). Il fonctionne à l'aide d'un faisceau laser dont l'intensité de la lumière diffusée est mesurée après avoir rencontré une particule sur son chemin. Cette intensité renseigne sur la taille de la particule grâce à la théorie de Mie pour les particules sphériques. Cette sonde n'est pas adaptée aux cristaux de glace.

Les capteurs 2D-C Two-dimensional Cloud et 2D-P Two dimensional Precipitation sont des OAP (Optical Array Probes). Ils fonctionnent également à l'aide d'un faisceau laser mais ici on enregistre l'image projetée lorsque le faisceau et la particule se rencontrent. Les deux capteurs fonctionnent sur le même principe sauf que 2D-C utilise une lentille grossissante pour pouvoir mesurer des particules plus petites qu'avec la 2D-P mais pas plus petites que $100\ \mu\text{m}$. 2D-C mesure des particules entre approximativement $100\ \mu\text{m}$ et $1\ \text{mm}$ alors que 2D-P mesure des particules entre $1\ \text{mm}$ et $10\ \text{mm}$.

La sonde 2D-S (2D-Stéréo) donne une mesure stéréoscopique de l'image projetée à l'aide de deux lasers orthogonaux. Elle permet donc un rendu 3D des particules.

Le CPI (Cloud Particle Imager) est un imageur haute résolution de particules nuageuses [Lawson et al., 1998] pour les particules entre $20\ \mu\text{m}$ et $2\ \text{mm}$. Un laser imprime une image des particules détectées sur une surface CDD avec une taille de pixel de $2.13\ \mu\text{m}$. Il donne donc une bien meilleure image des particules que le 2D-C.

La sonde CVI (Counterflow Virtual Impactor) mesure le contenu en eau condensée pour des particules de toutes tailles, de glace et d'eau liquide [Twohy et al., 1997]. Cette sonde permet également de mesurer des faibles contenus en eau jusqu'à quelques milligrammes par mètre cube.

Les mesures réalisées par les capteurs in situ permettent de créer des bases de données de propriétés microphysiques des nuages contenant des informations sur la forme et la taille des cristaux, et aussi sur le contenu en glace des nuages. Ces informations peuvent permettre de relier la taille, à la forme et la masse des particules pour créer des lois de densité-diamètre, aire-diamètre, masse-diamètre des particules de glace [Brown and Francis, 1995, Mitchell, 1996, Heymsfield et al., 2010, Fontaine et al., 2014] ainsi que des lookup tables utilisées dans les méthodes de restitution qui seront abordées dans la quatrième partie.

2 Missions spatiales

Comme il a été mentionné dans la partie introductive, l'avènement de mesures spatiales a fortement contribué à l'amélioration des connaissances sur les nuages au cours des dernières années. C'est à partir de 2006, avec le lancement des radars et lidar spatiaux embarqués dans la constellation de l'A-Train, qu'un échantillonnage vertical des nuages sur tout le globe sur plusieurs années a été possible.

2.1 A-Train

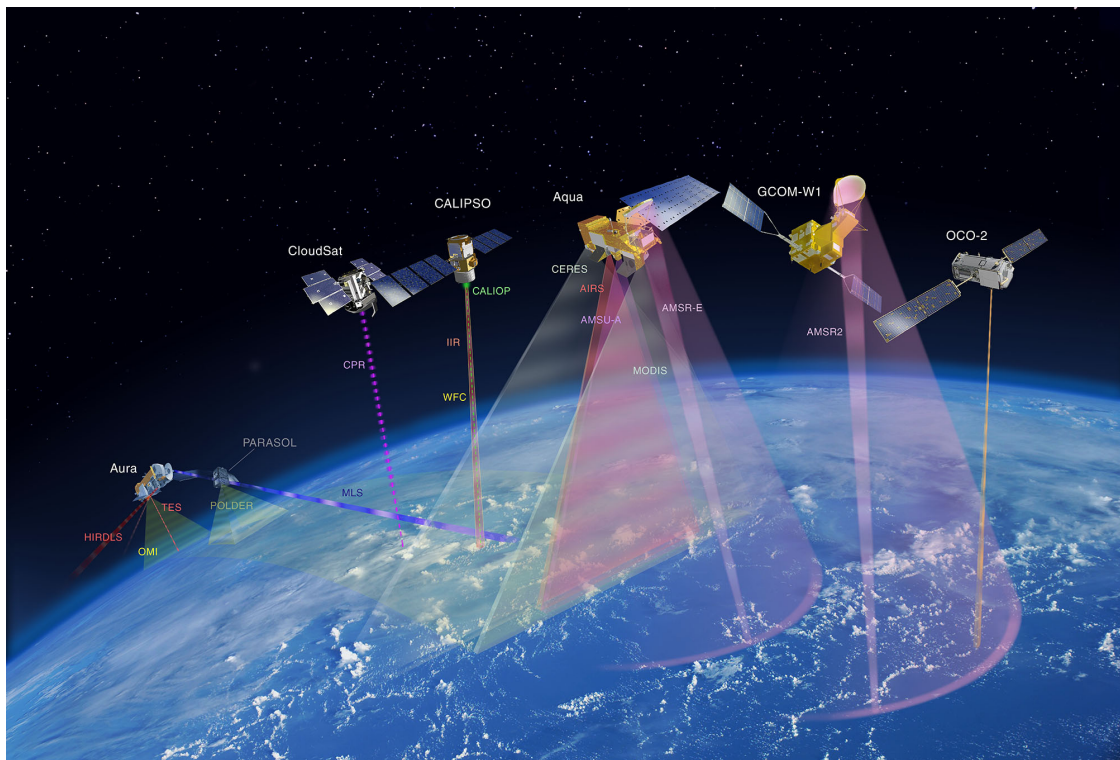


FIGURE II.3 – Constellation de l'A-Train (<http://atrain.nasa.gov/>)

La Figure II.3 donne une représentation schématisée de l'A-Train. L'A-Train est une constellation de satellites à 705 km d'altitude mise en place par la NASA et le CNES. Cette constellation contient actuellement seulement 5 satellites : AQUA, AURA, CALIPSO, CloudSat et GCOM-W1. Le satellite PARASOL a quitté la constellation en décembre 2013 et le satellite OCO-2 dédié à l'étude du bilan carbone a rejoint la constellation en juillet 2014. Chacun des 5 satellites actuellement en orbite comporte un ou plusieurs instruments dédiés à l'étude des aérosols, des nuages et du cycle de l'eau. Ils franchissent l'équateur avec quelques minutes d'écart vers 13h30 heure locale.

Des instruments de l'A-Train nous n'utiliserons que ceux dédiés à l'étude des nuages et ceux-ci sont regroupés sur les 3 satellites décrits dans les parties suivantes.

2.1.1 Aqua

Le satellite Aqua, en orbite depuis 2002 est le premier de la constellation et a pour mission l'étude du cycle de l'eau. Il embarque le radiomètre visible et IR MODIS à 36 canaux qui permet d'obtenir des informations sur l'épaisseur optique des nuages, la taille de leurs particules, leur émissivité, et l'altitude de leur sommet. Sur les 36 canaux de MODIS deux sont dans l'intervalle spectral $0.4 \mu m - 3 \mu m$ et 15 dans l'intervalle $3 \mu m - 14.5 \mu m$. MODIS avait auparavant déjà été lancé à bord du satellite Terra. Sa résolution spatiale varie de 250 m à 1 km.

2.1.2 CALIPSO

Le satellite CALIPSO, lancé en 2006, embarque le lidar CALIOP qui acquiert des profils verticaux des nuages et des aérosols présents dans l'atmosphère. Ces profils peuvent permettre d'en déduire les propriétés optiques et physiques de l'atmosphère qui ont un impact sur le bilan radiatif terrestre. Le but de telles données est donc d'améliorer les observations des forçages radiatifs par les nuages et les aérosols, d'améliorer la caractérisation des flux atmosphériques et la paramétrisation de la rétroaction nuage-climat dans les modèles [Winker et al., 2006].

[Winker et al., 2006] décrivent les informations techniques du lidar CALIOP : CALIOP est construit par Ball Aerospace and Technologies Corporation, Fibertek et le NASA LaRC (Langley Research Center). CALIOP acquiert des profils de signal rétro-diffusé à 1064 nm et 532 nm avec de la dépolarisation à 532 nm. La réception du signal se fait grâce à un télescope de 1 m avec un champ de vision de $130 \mu rad$.

Les résolutions spatiales des données de CALIOP, recensées dans le Tableau II.1 varient avec l'altitude.

Altitude (km)	Résolution Verticale	Résolution Horizontale	Nb de profils par 5 km	Nb d'échantillons par profil
30.1 - 40	300 m	5000 m	1	33
20.2 - 30.1	180 m	1667 m	3	55
8.2 - 20.2	60 m	1000 m	5	200
-0.5 - 8.2	30 m	333 m	15	290
-2 - -0.5	300 m	333 m	15	5

TABLEAU II.1: Résolutions des données du lidar CALIOP de CALIPSO en fonction de l'altitude.

Les produits de niveau 1 fournissent les données de coefficient de rétrodiffusion atténuée à 532 nm, 1064 nm et 532 nm copolarisée et leurs incertitudes.

Les produits de niveau 2 donnent des informations sur la détection de couches, leur classification et leur extinction [Vaughan et al., 2004].

Sur le satellite CALIPSO est également embarqué le radiomètre infra rouge IIR (Imaging Infrared Radiometer) à 3 canaux qui permet d'étudier les propriétés optiques des cirrus, et une caméra grand angle (WFC-Wide Field Camera) pour donner une idée du contexte atmosphérique sondé.

Le radiomètre infrarouge IIR a été développé par le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), la SODERN (Société d'Etudes et de Réalisations Nucléaire) et l'IPSL. Ses 3 canaux de réception sont centrés à $8.65\ \mu\text{m}$, $10.6\ \mu\text{m}$ et $12.05\ \mu\text{m}$ avec une résolution spectrale de respectivement $0.8\ \mu\text{m}$, $0.6\ \mu\text{m}$ et $1\ \mu\text{m}$. La précision absolue des mesures est de 1 K. L'avantage de ces canaux est qu'ils ne recoupent pas la bande d'absorption de l'ozone.

Les détails techniques du détecteur de l' IIR sont donnés dans [Corlay et al., 2000].

2.1.3 CloudSat

La mission Cloudsat amenée par Stephens au Colorado State University a été conçue avec plusieurs partenaires : le JPL (Jet Propulsion Laboratory) pour la charge utile, le CSA (Canadian Space Agency) pour les éléments du radar et Ball Aerospace pour l'infrastructure du satellite. CIRA (Cooperative Institute for Research in the Atmosphere) est en charge du traitement des données de niveau 0 et de la création des données de niveaux supérieurs.

Le satellite CloudSat, lancé en 2006, suit CALIPSO d'environ 103 s depuis le 15 mai 2012 (auparavant il précédait CALIPSO d'environ 17.5 s). Il est le premier à embarquer un radar de longueur d'onde millimétrique ($3.1\ \text{mm}$ soit $94\ \text{GHz}$). Ce radar CPR (Cloud Profiling Radar) est légèrement dépointé par rapport au nadir [Stephens et al., 2002].

Le diamètre de l'antenne de CloudSat est de 1.85 m. Cette taille est limitée par les capacités d'envoi, ce qui justifie le choix de la fréquence du radar pour avoir un bon compromis entre sensibilité et atténuation.

L'énergie émise par le radar est limitée par l'alimentation énergétique du satellite et la technologie d'émission.

Cet instrument permet d'obtenir des profils de réflectivité des nuages de glace et de la pluie à partir de la mesure de la puissance rétrodiffusée avec une sensibilité jusqu'à $-30\ \text{dBZ}$ [Tanelli et al., 2008]. La résolution verticale de ce radar est 500 m.

Les produits standard de CloudSat de niveau 1 et 2 sont :

- 1A-AUX : Données de navigation et données brutes du CRP
- 1B-CPR : Réflectivités radar calibrées
- 2B- GEOPROF : Profils géométriques des nuages
- 2B-CLDCLASS : Classification en 8 types de nuages
- 2B-tau : Epaisseur optique
- 2B-LWC : Contenu en eau liquide
- 2B-IWC : Contenu en glace
- 2B-FLWHR : Flux radiatif et transfert thermique

Depuis avril 2011, le radar n'est opéré que pendant la partie éclairée de l'orbite à cause d'un problème de batterie.

2.2 EarthCARE

EarthCARE est une mission ESA/JAXA dont le lancement est prévu à l'heure actuelle pour fin 2016 [ESA-SP-1279(1), 2004]. Le but d'EarthCARE est de quantifier les interactions entre nuages, aérosols et le bilan radiatif terrestre pour inclure ces observations dans les modèles de temps et de climat.

Le satellite sera lancé sur une orbite à 393 km donc beaucoup plus basse que celle de l'A-Train avec un cycle de répétition de 25 jours.

EarthCARE embarquera 2 instruments actifs et 2 instruments passifs : un lidar à HRS (ATLID), un radar Doppler (CPR), un imageur multi spectral à 7 canaux (MSI) et un radiomètre à large bande (BBR). Ces 4 instruments, leurs angles de visée et leur empreinte au sol sont représentés sur la Figure II.4. L'avantage d'EarthCARE par rapport à l'A-Train est que les instruments sont tous embarqués sur la même plateforme ce qui facilite la collocalisation des mesures.

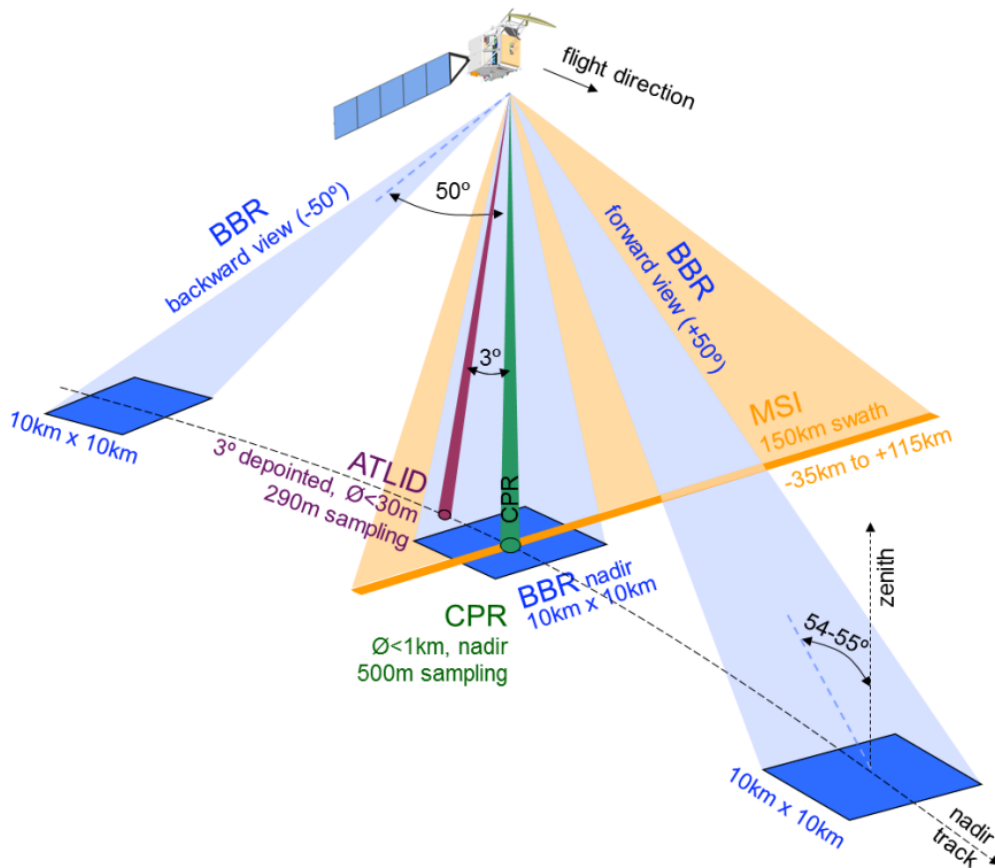


FIGURE II.4 – Visées et empreintes au sol des instruments d'EarthCARE (<http://esa.int>)

2.2.1 Le Lidar ATLID (ATmospheric LIDar)

Le lidar ATLID, construit par Astrium, est un lidar de rétrodiffusion qui fonctionne à la longueur d'onde UV de 355 nm avec une capacité de haute résolution spectrale,

et de dépolarisation sur le signal de Mie [Le Hors et al., 2004]. Le laser aura une visée oblique de 3° par rapport au nadir pour réduire la réflexion spéculaire.

La résolution d'ATLID est de 200 m horizontalement (intégration de 2 fois 100 m) et 100 m verticalement.

ATLID aura moins de diffusion multiple et de contamination du signal par le soleil en comparaison à CALIOP grâce à l'étroitesse du faisceau lidar (6 m de tache au sol) et à la petite taille de l'empreinte du télescope (30 m).

Avec la HRS le signal rétrodiffusé des nuages et des aérosols est mesuré séparément du signal moléculaire. La HRS permet donc d'obtenir une mesure plus ou moins directe de l'extinction sans avoir besoin de faire d'hypothèse sur la valeur du rapport lidar (S) [Donovan et al., 2013].

La séparation de signal Mie et Rayleigh, effectuée grâce à un interféromètre de Fabry-Pérot, permet de distinguer le signal provenant de l'atmosphère claire de celui provenant des nuages ou des aérosols.

2.2.2 Le CPR

La description du CPR embarqué sur EarthCARE est disponible dans les rapports de [Wehr et al., 2007] et [Nakatsuka et al., 2012].

Le CPR embarqué sur EarthCARE est un radar Doppler à 94 GHz développé par la JAXA et NICT (National Institute of Information and Communications Technology). Ce radar sera donc le premier radar Doppler millimétrique embarqué sur une plateforme spatiale.

La réflectivité de ce radar aura une sensibilité d'au moins -35 dBZ et le signal Doppler une précision de 1 m.s^{-1} pour une intégration horizontale à 10 km. La sensibilité du radar atteindra -30 dBZ pour une intégration à 1 km. La résolution verticale inhérente de ce CPR est de 500 m mais les données seront ramenées à une résolution de 100 m. La sensibilité de ce radar sera meilleure de +7 dBZ que celle de Cloudsat du fait de son altitude plus basse.

2.2.3 BBR – BroadBand Radiometer

Le rôle du BroadBand Radiometer est de mesurer les radiance au sommet de l'atmosphère pour les émissions LW émises entre $4 \mu\text{m}$ et $50 \mu\text{m}$ et les réflexions SW entre $0.25 \mu\text{m}$ et $4 \mu\text{m}$ sous trois angles de vue : devant à 55° , au nadir et derrière à -55° (voir les angles de visée sur la Figure II.4). Une reconstitution des flux radiatifs est créée à partir des mesures de radiances. La taille des pixels est de $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ et la précision meilleure que $1.5 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ [ESA-SP-1279(1), 2004].

[Domenech et al., 2011] ont mis en place une technique pour restituer ces flux à partir des radiances mesurées avec une précision de 1.2 à 5.2 W.m^{-2} .

On peut trouver de plus amples descriptions sur le détecteur dans [Proulx et al., 2009].

2.2.4 MSI – Multi Spectral Imager

Le Multi Spectral Imager de EarthCARE fournira des images dans le visible et dans l'IR dans 7 canaux. Cet instrument donnera des informations sur les couches nuageuses et d'aérosols et servira aussi à l'étalonnage du BBR pour les conversions de radiances en flux.

L'imageur pointera vers le nadir et aura une résolution de 500 m avec une largeur de fauchée de 150 km (de -35 km à +115 km pour minimiser la réflexion spéculaire comme représenté sur la Figure II.4).

2.2.5 La synergie des instruments d'EarthCARE

Tous ces instruments peuvent être utilisés en synergie pour étudier les différents aspects des interactions nuages-aérosols-radiation comme le montre la Figure II.5 :

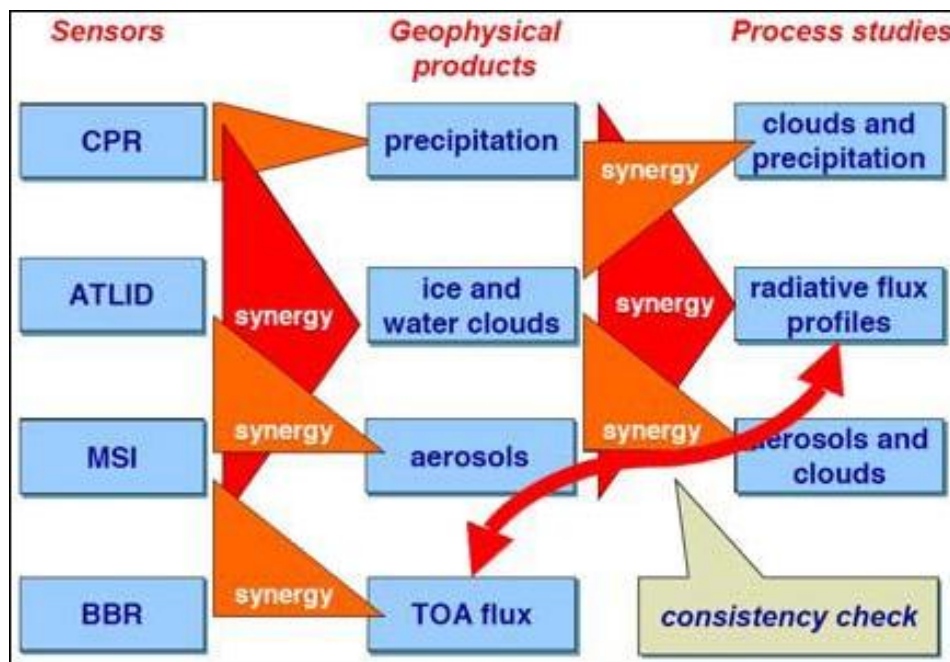


FIGURE II.5 – Synergie des instruments d'EarthCARE (Crédits ESA)

La synergie entre le le CPR, ATLID et MSI va permettre d'obtenir une classification des cibles observées et la restitution de profils de propriétés des nuages de glace et d'eau liquide. La synergie entre ATLID et MSI va permettre la restitution des propriétés d'aérosols. Enfin, la synergie entre le MSI et BBR va permettre d'obtenir des estimations de flux radiatif au sommet de l'atmosphère. Les produits synergiques nuages et aérosols peuvent être associés pour faire des reconstructions de scènes 3D et en calculer les flux radiatifs correspondant à l'aide d'un modèle de transfert radiatif [Barker et al., 2011]. Les sorties de ce modèle peuvent ensuite être comparées aux flux obtenus grâce à la synergie MSI et BBR pour et évaluer la qualité des restitutions 3D.

3 Campagnes de mesures aéroportées RALI

3.1 Présentation de RALI

RALI (Radar-Lidar) est un projet instrumental français dédié à la caractérisation des propriétés microphysiques, macrophysiques, radiatives et dynamiques des nuages, des aérosols et de la convection [Protat et al., 2004]. Ce projet, financé par le CNES a été initié par les laboratoires qu'étaient le SA (Service d'Aéronomie) et le CETP (Centre d'étude des Environnements Terrestres et Planétaires) et qui ont fusionné en 2009 pour devenir le LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales).

Les instruments de RALI, embarqués sur une plateforme aéroportée (Flacon 20 ou ATR-42), sont le radar RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télédétection Atmosphérique) développé par le CETP et le lidar LNG (Léandre Nouvelle Génération) développé par le SA et la DT INSU (Division Technique de l'Institut National des Sciences de l'Univers).

3.1.1 Le radar RASTA

Le radar RASTA est un radar Doppler à 95 GHz. Ce radar est dédié à l'étude des propriétés dynamiques, microphysiques et radiatives des nuages.

RASTA opère avec une résolution verticale de 60 m sur une distance de 15 km. Sa sensibilité peut atteindre -40 dBZ mais dépend de la configuration et de l'orientation des antennes.

La nouvelle configuration de RASTA comporte 6 antennes (3 vers le bas, une au nadir, une arrière et une latérale et 3 vers le haut, une au zénith, une arrière et une latérale) pour restituer la dynamique 3D des nuages en dessous et au dessus de l'avion [Pappazzoni, 2010].

3.1.2 Le lidar LNG

LNG opère à 3 longueurs d'ondes différentes, 1064 nm, 532 nm et 355 nm avec dans cette dernière longueur d'onde la capacité d'obtenir des données en haute résolution spectrale. Comme mentionné dans la partie précédente, la HRS permet de séparer le signal Rayleigh du signal Mie et de mesurer l'extinction atmosphérique. Le lidar LNG sépare ces deux signaux avec un interféromètre de Mach-Zehnder [Bruneau and Pelon, 2003] tout comme le fera le lidar ATLID embarqué sur la mission EarthCARE avec un interféromètre de Fabry-Pérot.

Les mesures RALI sont souvent accompagnées de mesures in situ (sondes microphysiques du LaMP, Laboratoire de Météorologie Physique) et de capteurs de flux visibles ou IR (par exemple le radiomètre IR CLIMAT-AV, [Brogniez et al., 2005]).

Les instruments embarqués sur RALI sont équivalents non seulement aux radar et lidar de CloudSat et CALIPSO (radar 95 GHz et lidar à 532 nm et 1064 nm) mais aussi à ceux d'EarthCARE (radar Doppler 95 GHz et lidar HRS à 355 nm).

3.2 Les campagnes RALI

Depuis 2006, RALI a effectué plusieurs campagnes embarquant le radar RASTA et le lidar LNG. Certaines campagnes, comme MT-Africa en 2010 et DYNAMO en 2011 respectivement pour la préparation et la validation de la mission Megha-Tropiques, HYMEX en 2012 pour l'étude des phénomènes de fortes précipitations en Méditerranée et HAIC-HIWC à Darwin en Australie en 2014 pour la détection des cristaux de glace en forte concentration n'ont embarqué que le radar RASTA.

Dans le cadre de cette thèse, comme nous nous intéressons principalement à la synergie radar-lidar, nous étudierons des cas de campagnes où RASTA et LNG sont disponibles et où des survols avec l'A-Train ont été réalisés. Ces campagnes sont présentées ci-dessous.

3.2.1 La campagne CIRCLE 2

La campagne de mesure franco-allemande CIRCLE 2 (CIRus-Cloud Experiment 2) a eu lieu en mai 2007 en France et en Allemagne. Cette mission avait pour but l'étude des propriétés radiatives et microphysiques des cirrus mais aussi de valider les instruments à bord du satellite CALIPSO, à savoir le lidar CALIOP et le radiomètre infrarouge IIR.

Durant cette campagne le Falcon 20 de SAFIRE embarquait LNG, RASTA et CLIMAT-AV.

3.2.2 La campagne EUCAARI

La campagne de mesures EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate Air Quality Interactions) s'est déroulée en Mai 2008 aux Pays-Bas dans le cadre du projet européen du même nom qui vise à étudier les interactions entre gaz, aérosols et nuages. RASTA et LNG étaient embarqués sur l'ATR 42 de SAFIRE, mais malheureusement, peu de données de RASTA ont été obtenues.

3.2.3 La campagne POLARCAT

La mission POLARCAT [Stohl et al., 2010] s'est déroulée dans le nord de la Suède en 2008. Le but de cette mission était d'évaluer l'impact des gaz traces, des aérosols et des métaux lourds transportés vers l'arctique sur le climat de cette région.

Outre les instruments RALI (embarqués sur un ATR42), cette mission a également impliqué des ballons, des instruments au sol ainsi que des satellites.

Les mesures RALI et les restitutions de propriétés nuageuses de cette campagne sont plus amplement détaillées dans [Delanoë et al., 2013].

3.2.4 La campagne LNG-CALIPSO

La campagne LNG-CALIPSO, qui a eu lieu en France en novembre et décembre 2010, avait pour but principal la validation des données CALIPSO et la réalisation de

tests de la haute résolution spectrale de LNG.

Cette campagne RALI sert à la fois de démonstrateur de CloudSat-CALIPSO mais aussi d'EarthCARE grâce au canal lidar HRS à 355 nm et au Doppler de RASTA.

4 Les méthodes de restitution de paramètres microphysiques et radiatifs des nuages de glace

Le principal objectif de cette thèse est la caractérisation des propriétés microphysiques et radiatives des nuages de glace. Nous aborderons donc dans cette partie seulement les méthodes de restitution pour ce type de nuages ; les restitutions des propriétés des nuages d'eau liquide et de la pluie sont menées par d'autres équipes de recherche.

Des méthodes de restitution des propriétés microphysiques des nuages de glace à partir de combinaison d'instruments existent depuis les années 90 [Matrosov et al., 1992] (radar+radiomètre IR), nous aborderons dans les deux paragraphes suivants quelques méthodes qui mettent principalement en jeu les instruments à bord de la constellation A-Train (ou ceux qui seront à bord d'EarthCARE).

4.1 Les méthodes mono instrument

Les instruments décrits précédemment, passifs ou actifs peuvent être utilisés pour restituer les propriétés microphysiques ou radiatives des nuages. Le Tableau II.2 recense quelques unes des méthodes.

– Radiomètres

Les techniques Split Window [Inoue, 1985] et NK [Nakajima and King, 1990] utilisant les mesures radiométriques sont depuis une trentaine d'années très largement utilisées et adaptées par la communauté. La première, qui utilise les mesures de radiométrie dans l'IR thermique, est idéale pour étudier les cirrus fins alors que la seconde, qui utilise les radiométries dans le visible et le proche IR, est plus adaptée pour les nuages de glace plus épais. [Cooper et al., 2007] utilisent les deux méthodes à la fois pour traiter tous types de nuages de glace.

Les différences d'émissivité des cirrus entre 8 μm et 12 μm ont été utilisées dans [Stubenrauch et al., 1999] avec l'instrument TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder) pour restituer la taille des particules de glace et dans [Guignard et al., 2012] avec l'instrument AIRS pour restituer les paramètres microphysiques rayon effectif et IWP.

On peut aussi citer les travaux de [Hong et al., 2012] qui estiment le rayon effectif des particules de glace dans les nuages convectifs à partir de lookup tables de différences de radiances de MODIS.

– Radar

Déjà dans les années 80 [Sassen, 1987, Heymsfield and Platt., 1984] décrivaient

	α	IWC	r_e
Radiomètre	Extinction intégrée ⇒ Epaisseur optique (τ) [Garnier et al., 2012]	Contenus intégrés IWP Combinaison de radiances à différentes longueurs d'onde (VIS, IR, MW) [Zhao and Weng, 2002]	Combinaison de ra- diances à différentes longueurs d'onde (VIS, IR, MW) [Inoue, 1985, Nakajima and King, 1990, Zhao and Weng, 2002]
Lidar	Signal moléculaire sous le nuage ou HRS ⇒ τ Inversion de données (obtention du rapport lidar) ⇒ α [Winker et al., 2009]	Paramétrisation α_v -IWC [Heymsfield et al., 2014]	Paramétrisation α_v - r_e [Heymsfield et al., 2014]
+ radiomètre	Contrainte sur τ	Contrainte sur IWP	-----
Radar	Z	IWC-Z-T [Liu and Illingworth, 2000] A partir de 5mg.m^{-3} Pas au dessus de $Z > 5$ dBZ	
	V_t	IWC-Z	$V_t + Z \Rightarrow r_e$
+ radiomètre	Contrainte sur τ	Contrainte sur IWP	-----
Radar + lidar	Restitutions optimales pour $0.1 < \tau < 3$ (commune aux 2 instru- ments) α (lidar)+ IWC (radar)⇒ r_e [Mace, 2011, Okamoto et al., 2010, Delanoë and Hogan, 2010]		

TABLEAU II.2: Restitution des paramètres microphysiques par méthodes mono-instrument ou synergiques.

des méthodes d'obtention du contenu en glace des nuages à partir de la réflec-
tivité radar (IWC-Z). [Liu and Illingworth, 2000] y ajoutent l'utilisation de la me-
sure de température (IWC-Z-T). Ces travaux préliminaires ont été beaucoup utili-
sés [Hogan et al., 2006] ou évalués [Protat et al., 2006] jusqu'à l'avènement du satellite
CloudSat [Austin et al., 2009].

– Lidar

[Winker et al., 2009] décrivent les processus de création des niveaux 1 et 2 officiels de
l'instrument CALIOP. Pour la restitution du coefficient d'extinction simplement à partir
des mesures de CALIOP, ils utilisent l'algorithme HERA (Hybrid Extinction Retrieval
Algorithm) mis en place en 2004 par [Vaughan et al., 2004], et prouvé robuste en 2009
par [Young and Vaughan, 2009].

[Turner and Eloranta, 2008] ont utilisé un lidar HRS en arctique pour déterminer
l'épaisseur optique des nuages à phase mixe comme validation d'un algorithme à partir
de différences de mesures radiométriques.

4.2 Les méthodes synergiques

Les méthodes mettant à profit les spécificités de détection de plusieurs instruments permettent de décrire un plus large spectre des valeurs des paramètres à restituer. De plus les zones de sensibilité commune des différents instruments sont très utiles pour contraindre les résultats et ainsi réduire les erreurs obtenues avec des méthodes mono instruments.

Les principes des méthodes synergiques se trouvent également rapidement présentés dans le Tableau II.2.

– Lidar + radiomètre

[Platt, 1979] utilise la synergie d'un lidar sol et d'un radiomètre IR pour calculer les propriétés optiques visible et IR des cirrus.

[Garnier et al., 2012, Garnier et al., 2013] utilisent le radiomètre IIR conjointement au lidar CALIOP embarqués sur CALIPSO pour restituer les propriétés radiatives des nuages telles que l'émissivité, l'épaisseur optique, et leurs propriétés microphysiques telles que la taille des particules et l'IWP.

[Sourdeval, 2012] utilise la méthode variationnelle d'estimation optimale à partir de mesures de l'instrument IIR pour restituer l'épaisseur optique et le rayon effectif des particules composant les cirrus détectés par le lidar CALIOP.

– Radar + radiomètre

[Evans et al., 2005] utilisent une méthode bayésienne pour restituer le IWP et le diamètre moyen équivalent des nuages de glace de la haute troposphère à partir d'un radiomètre sous millimétrique et d'un radar 94 GHZ embarqués sur un avion de la NASA.

– Lidar + radar

Plusieurs algorithmes de restitution de propriétés nuageuses ont été mis en place à partir des mesures de radar et de lidar de l'A-Train. L'algorithme mis en place par [Delanoë and Hogan, 2008] a été porté aux données de l'A-Train en 2010 en incorporant également les données de radiomètre. C'est le produit DARDAR-CLOUD [Delanoë and Hogan, 2010]. L'initiative de ce produit vient du fait qu'en 2010, les produits nominaux n'existaient pas ; en 2011 seulement le produit CloudSat 2C-ICE [Mace, 2011] a été créé mais à une résolution moins fine que DARDAR-CLOUD. [Okamoto et al., 2003] ont également mis en place un algorithme de restitution ensuite adapté aux données de l'A-Train dans [Okamoto et al., 2010] mais les restitutions de ce produit ne sont pas distribuées au public. L'avantage de la synergie radar lidar est qu'elle fournit deux mesures indépendantes dans les parties des nuages détectées par les deux instruments (ce qui représente environ un tiers du nuage dans le cas de CloudSat CALIPSO [Stein et al., 2011a]) qui contraignent ainsi mieux les restitutions et donc améliore leur précision.

Le principe de la méthode DARDAR repose sur l'estimation optimale : le but est d'obtenir le vecteur d'état décrivant la composition de l'atmosphère qui minimise l'écart aux observations radar et lidar. Ce vecteur d'état est composé de α_v et N le nombre

de particules, en chaque porte de détection radar ou lidar (équivalent du pixel de 60 m de haut sur 1.1 km de long mais sur un seul profil vertical et non sur une série de profils) et du rapport lidar S. A partir de ces paramètres on en déduit, r_e et IWC. La méthode DARDAR, dont le principe sera détaillé dans la quatrième partie de ce manuscrit, a l'avantage de pouvoir obtenir des restitutions même quand seulement un des instruments est disponible.

Le but de cette thèse est d'approfondir l'étude de cet algorithme et d'en comprendre les limites et également d'étudier le cas de l'assimilation des mesures radiométriques qui n'ont été que très succinctement abordées dans [Delanoë and Hogan, 2010].

Conclusion

La télédétection spatiale, active et passive est très largement utilisée pour décrire les structures et paramètres microphysiques des nuages. L'avènement de la télédétection active, permettant de décrire les nuages sur la verticale, a grandement contribué à l'amélioration de nos connaissances sur l'impact des nuages sur le bilan radiatif et le cycle de l'eau terrestre. Les méthodes synergiques, permettant une description des nuages plus complète et plus précise sont indispensables pour déterminer un ensemble cohérent de paramètres nuageux pertinents pour l'amélioration des modèles de temps et de climat.

Troisième partie

Evolution de la classification des hydrométéores DARDAR-MASK

Sommaire

1	Le produit DARDAR-MASK v1.1.4	60
2	Nouveau produit DARDAR-MASK	64
2.1	Présentation de la nouvelle méthode de classification	64
2.2	Traduction de l'abstract de l'article (cf. Annexe)	66
3	Détail de la méthode et évolution depuis la publication	66
3.1	Masque lidar	67
3.2	Masque radar	74
3.3	Interdépendance des masques lidar et radar finaux	75
3.4	Couches de forte rétrodiffusion lidar	76
3.5	Classification d'hydrométéores	80
3.6	Comparaison à DARDAR-MASK v1.1.4	82
3.7	Adaptation à RALI	82

Comme mentionné dans la partie précédente, il est possible de restituer les propriétés microphysiques des nuages de glace à partir de profils d'instruments actifs et passifs tels que les radars, les lidars et les radiomètres. DARDAR restitue ces paramètres à partir des profils de réflectivité de CloudSat et rétrodiffusion de CALIOP.

La première étape nécessaire avant une telle restitution est la création des masques radar et lidar. Lors de cette étape, sont sélectionnés, sur les profils radar et lidar, les pixels correspondant à du nuage, de la pluie ou des aérosols. Ensuite, une fois détectées, il faut déterminer la nature de ces cibles. En effet, les méthodes de restitution ne sont pas les mêmes pour les propriétés microphysiques des gouttes d'eau liquide ou des cristaux de glace.

Une telle classification permet aussi d'étudier les distributions spatiale et temporelle des différents types d'hydrométéores.

L'adaptation à EarthCARE est la raison principale qui a motivé le développement d'une nouvelle méthode de classification à partir de données de niveau 1. Cependant, le but est également d'obtenir la classification la plus précise possible aussi bien pour améliorer les restitutions des propriétés de nuages de glace et d'eau liquide que pour avoir des données fiables à comparer aux modèles. En effet, cette classification est aussi utilisée par d'autres équipes de recherche travaillant sur d'autres thématiques dont la restitution des propriétés des nuages d'eau liquide (Equipe de l'Université de Reading).

Nous allons dans un premier temps revenir sur la version v1 de DARDAR-MASK pour ensuite détailler la nouvelle méthode de classification qui sera utilisée pour obtenir la version v2 du produit. Les deux versions seront comparées pour mettre en avant les avancées du nouveau produit. Enfin l'adaptation aux données aéroportées sera présentée.

1 Le produit DARDAR-MASK v1.1.4

Le projet DARDAR contient 3 produits :

- Le projet CSXTRACK développé par le ICARE CGTD (Centre de Gestion et de Traitement de Données) qui contient les données appelées CS-TRACK (pour CloudSat Track) de CloudSat et CALIPSO collocalisées sur une même grille de résolution horizontale de 1.1 km et verticale de 60 m. Ce produit inclut les produits originels de tous niveaux, et tous ont été rapportés à cette résolution. C'est à partir de ces fichiers que le produit DARDAR-MASK a été créé.

- Le produit DARDAR-MASK, qui contient une classification des hydrométéores détectés à partir des données CS-TRACK. Ce produit est détaillé dans cette partie.

- Le produit DARDAR-CLOUD, qui contient les restitutions de propriétés microphysiques des nuages de glace détectés par DARDAR-MASK. DARDAR-CLOUD est l'objet du chapitre suivant.

Le produit DARDAR-MASK v1.1.4 est créé à partir de données collocalisées CS-TRACK-UNIT v0.2.3. Les fichiers CS-TRACK contiennent les données de CloudSat, CALIPSO, MODIS de niveau 1 et 2 et de l'ECMWF à la résolution horizontale de CloudSat et verticale de 60 m (une des résolutions verticales de CALIPSO). Il existe 9 fichiers CS-TRACK par granule :

- CAL-IIR-L1 pour les données du radiomètre IIR
- CAL-LID-L1 pour les données du lidar CALIOP
- CAL-LID-L2-VFM (Vertical Feature Mask) pour la classification des hydrométéores détectées par CALIOP
- CLOUDSAT-1B-CPR pour la puissance reçue des échos du radar
- CLOUDSAT-2B-CLDCLASS pour la classification nuageuse
- CLOUDSAT-2B-GEOPROF pour le masque nuageux et les réflectivités radar
- CLOUDSAT-2B-TAU pour l'épaisseur optique des nuages
- CLOUDSAT-ECMWF-AUX pour les données météo de l'ECMWF
- CLOUDSAT-MODIS-AUX pour les radiances MODIS

Le contenu de ces fichiers est décrit sur <http://www.icare.univ-lille1.fr/> dans la documentation sur le produit CS-TRACK.

L'organisation des données dans les fichiers est la suivante :

Chaque journée est découpée en 14 ou 15 granules allant de 0° à 0° de latitude en passant par -82° et $+82^\circ$. Chaque granule comporte environ 37080 profils verticaux. La première partie de chaque granule se déroule durant la nuit, le milieu du granule pendant le jour, et la dernière partie durant la nuit. La création de la classification se fait granule par granule.

La Figure III.1 présente un exemple de profil de CALIPSO et CloudSat, de jour, pour montrer les difficultés que l'on pourra rencontrer avec les données lidar.

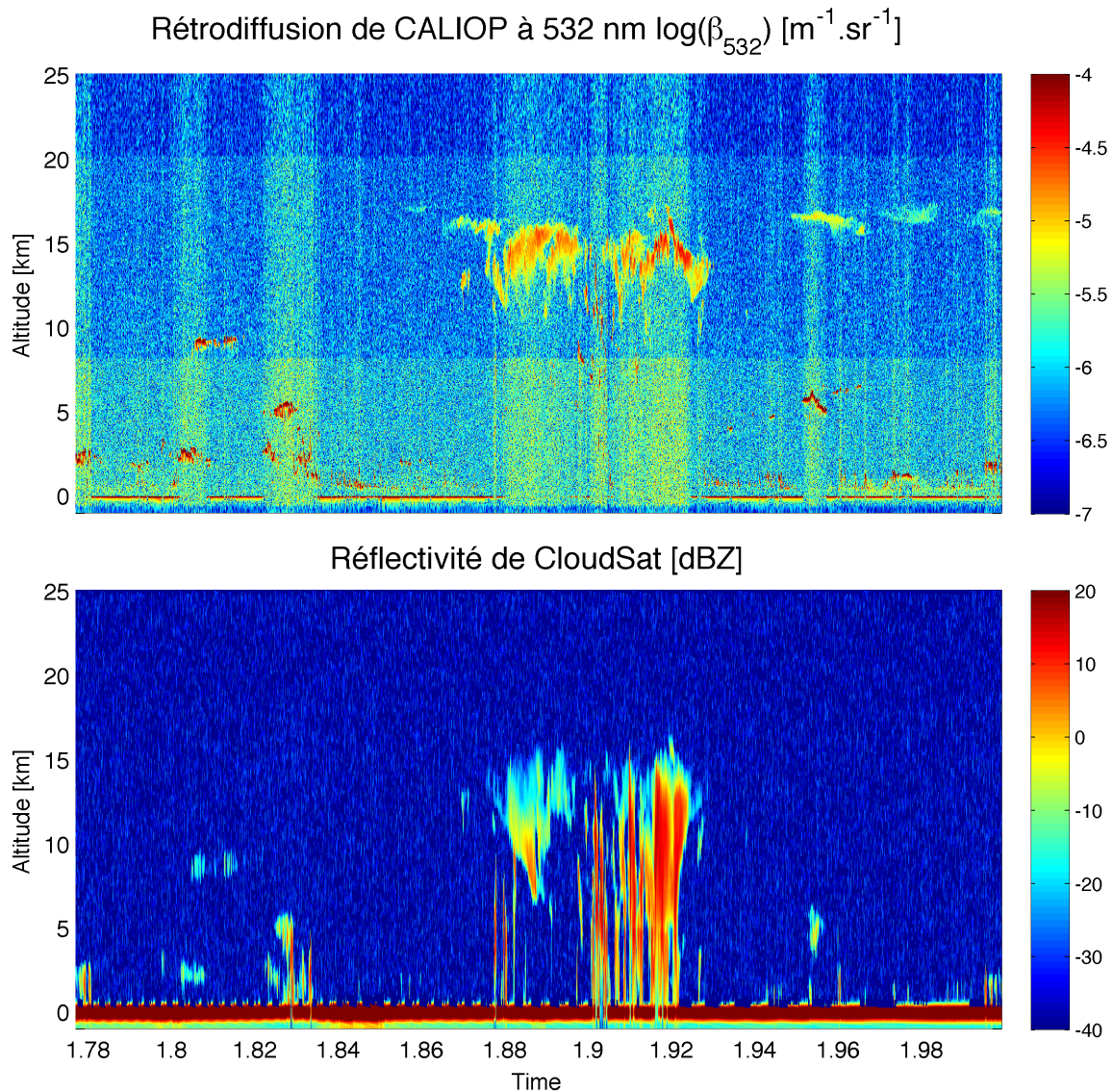


FIGURE III.1 – Profils de rétrodiffusion de CALIOP (en haut) et de réflectivité de CloudSat (en bas)

Comme on peut le voir sur la Figure III.1, les données lidar sont très bruitées. Le bruit, qui est présent de jour principalement, dépend de la réflectance de la scène observée. Des zones de bruit verticales de largeurs irrégulières et espacées irrégulièrement peuvent donc apparaître. De plus, on remarque sur le profil de rétrodiffusion $\log(\beta)$ de la Figure III.1, des démarcations horizontales à 8.2 km et 20.2 km. Elles sont dues à la différence de résolution verticale originelle de CALIOP, comme présenté dans le chapitre II. 2.1.2 CALIPSO, interpolée sur la grille de résolution verticale de 60 m. Les données radar, quant à elles, ne sont pas impactées par le jour ou la nuit, et leur résolution originelle est constante avec l'altitude. Les données utilisées sont des images de $\log(\beta)$ à cause de la grande dynamique de β et de réflectivité radar en dBZ.

Lors de la création du produit DARDAR-MASK la méthode de classification des hydrométéores a été adaptée à partir de la classification faite pour les mesures sol lors du projet Cloudnet [Illingworth et al., 2007] et utilise les produits de niveau 2 CAL-

LID-L2-VFM et CLOUDSAT-2B-GEOPROF. Ceci représente l'inconvénient majeur de cette classification quand on envisage la préparation de EarthCARE. En effet, si l'on veut pouvoir travailler sur les données de EarthCARE dès qu'elles seront disponibles (donc sans avoir à attendre la publication des produits de niveau 2) il est préférable d'avoir une méthode de classification indépendante de ces produits, qui sera adaptable à EarthCARE simplement en modifiant quelques paramètres liés à la différence des instruments.

Le produit CAL-LID-L2-VFM est créé à partir de l'algorithme SIBYL (Selective, Iterated, Boundary Location) [Vaughan et al., 2004] qui sépare le signal utile (nuages, aérosols et sol) de la rétrodiffusion de l'air. SIBYL utilise une technique de détection de signal utile par seuillage, en itérant ce processus à des résolutions de plus en plus grossière pour accroître le rapport signal sur bruit. Cette technique est différente du concept de DARDAR-MASK qui n'inclue dans sa classification que les pixels qui semblent contenir des hydrométéores à la résolution CS-TRACK (sur la base du regard d'un observateur expérimenté).

La nouvelle méthode de classification devra s'affranchir de certains inconvénients mis en évidence dans DARDAR-MASK v1.1.4 :

- La résolution originelle du lidar étant plus faible que 60 m aux hautes altitudes (au delà de 8.2 km), la classification du lidar VFM rapportée sur une résolution de 60 m formera des blocs comme on peut le voir sur la Figure III.2 entre les temps 7020 et 7200 à 16 km d'altitude.

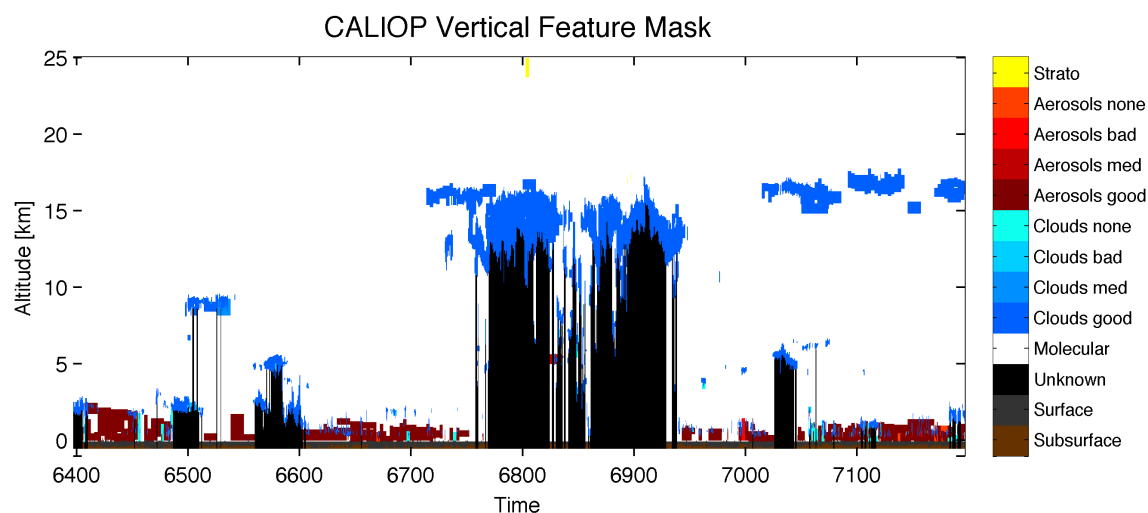


FIGURE III.2 – Masque Lidar VFM – Produit de niveau 2 de CALIOP (none, bad, med et good représentant la confiance avec laquelle la classe est attribuée au pixel)

La détection des hydrométéores du signal lidar de DARDAR-MASK v1.1.4 est obtenue en utilisant à la fois les informations du VFM et les mesures du lidar. Malheureusement, comme on peut le voir sur la Figure III.3, la forme de blocs est toujours présente aux hautes altitudes où les nuages de glace en bleu clair entre les temps 7020 et 7200 à 16 km d'altitude ont toujours des contours un peu carrés.

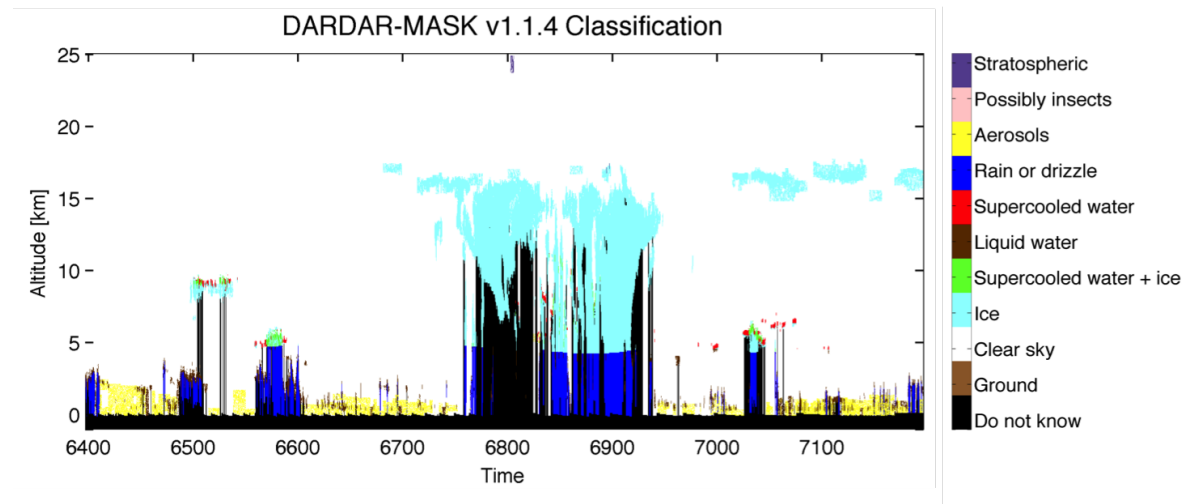


FIGURE III.3 – Classification de DARDAR-MASK v1.1.4

– Il a aussi été rapporté que cette classification recensait trop de nuages d’eau liquide dans les basses couches de la troposphère. Ceci est dû à une erreur d’interprétation du VFM. En effet, les pixels inclus dans le masque lidar de DARDAR-MASK v1.1.4 et classés comme “Clouds none” dans le VFM (donc classés comme nuage mais sans confiance), ont été classés comme nuages d’eau liquide.

– La résolution originelle du radar étant de 500 m, l’interpolation peut donner du signal radar sur des portes de 60 m même si, en réalité, ces portes sont dépourvues de nuages. Au niveau des sommets de nuages ceci peut être corrigé à l’aide des mesures de lidar. En effet, si un nuage est détecté par les deux instruments, alors le lidar repérera plus correctement son sommet (du fait de sa résolution plus fine) que le radar.

2 Nouveau produit DARDAR-MASK

2.1 Présentation de la nouvelle méthode de classification

La première partie de ma thèse a donc consisté à développer un algorithme de classification d’hydrométéores fonctionnant granule par granule totalement automatique et valable pour tout type de profils de jour comme de nuit.

Pour réaliser un tel algorithme il est nécessaire de faire des compromis en particulier en ce qui concerne la création du masque lidar. En effet, il faut trouver le juste milieu entre pouvoir sélectionner automatiquement les pixels correspondant à des nuages très fins et ne pas y inclure de pixels de bruit.

Les données du VFM de CALIOP seront utilisées pour distinguer les aérosols des nuages. La caractérisation des aérosols étant en dehors des objectifs de cette thèse, nous avons décidé de ne pas développer une technique de discrimination des aérosols par rapport aux nuages. De plus, la HRS d’EarthCARE devrait apporter les informations nécessaires pour le faire.

Quelques routines de l’algorithme de DARDAR-MASK v1.1.4 ont pu être utilisées,

comme le modèle pour obtenir le signal moléculaire (provenant de l'air clair et non des nuages) à 532 nm et le calcul de la température du thermomètre mouillé T_w .

Pour information, la nouvelle classification obtenue pour l'exemple de la Figure III.1 est présentée sur la Figure III.4. Le Tableau III.1 recense l'ensemble des 18 classes incluses dans la nouvelle catégorisation DARDAR-MASK et l'obtention de celles-ci seront décrites dans le chapitre 3 de cette partie.

Classification	
Classe	Description
-2	Présence d'eau liquide incertaine
-1	Sol et sous-sol
0	Ciel clair
1	Cristaux de glace
2	Cristaux de glace de faible dépolarisation (<0.2)
3	Eau surfondue
4	Eau surfondue + cristaux de glace
5	Pluie froide
6	Aérosols
7	Pluie chaude
8	Nuage stratosphérique
9	Glace en forte concentration
10	Sommet de tourelle convective
11	Nuage d'eau liquide
12	Pluie chaude + nuage d'eau liquide
13	Pluie froide + nuage d'eau liquide
14	Pluie éventuellement mélangée à de l'eau liquide
15	Diffusion multiple due à l'eau surfondue

TABLEAU III.1: Classes de la classification finale.

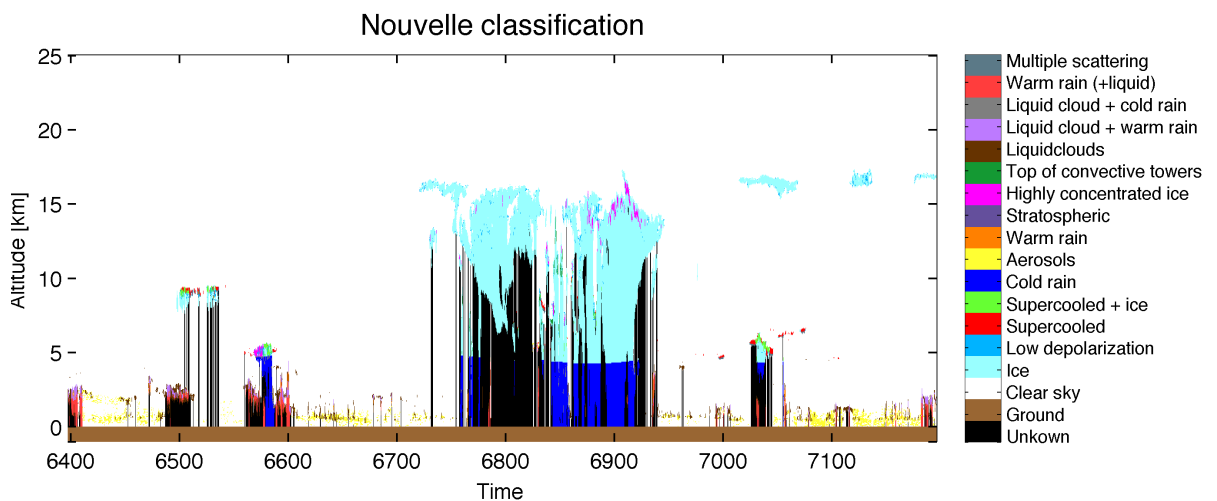


FIGURE III.4 – Nouvelle classification

Le développement de cette nouvelle méthode de classification a été validé par la publication d'un article (disponible en annexe). Cette nouvelle version du produit DARDAR-MASK est actuellement en cours d'exécution à ICARE.

2.2 Traduction de l'abstract de l'article (cf. Annexe)

Cet article présente l'implémentation d'une nouvelle version de la classification DARDAR-MASK à partir des données de CloudSat et CALIPSO. La classification des cibles ainsi créée, appelée DARDAR v2, est comparée à la première version, appelée DARDAR v1. Globalement on constate que DARDAR v1 recense plus de nuages ou de pluie que DARDAR v2. Dans les basses couches de la troposphère, cela s'explique par le fait que v1 assigne trop de pixels à des nuages d'eau liquide à cause d'une mauvaise interprétation de la classification de CALIOP (Vertical Feature Mask). Dans la haute troposphère cela s'explique par le fait que v2 est plus restrictif sur la sélection des pixels nuageux que v1. Néanmoins, les formes des distributions spatiales des différents types d'hydrométéores sont similaires dans les deux classifications.

La plateforme française RALI (RAdar-LIdar) embarque des instruments représentant la configuration de CloudSat / CALIPSO (un lidar à 532 nm et un radar à 94 GHz) et aussi la configuration d'EarthCARE (un lidar à haute résolution spectrale à 355 nm et un radar Doppler à 94 GHz). Les instruments de RALI sont donc très utiles pour passer de CloudSat / CALIPSO à EarthCARE. La méthode de classification DARDAR v2 est adaptée aux données RALI sur des survols de l'A-Train réalisés durant des campagnes de mesures utilisant le lidar à 532 nm et le radar Doppler. Les résultats de la classification RALI sont comparés à la classification DARDAR v2 pour identifier les classes qui doivent être interprétées avec prudence. Enfin, la méthode de classification de RALI est adaptée aux données de RALI avec le lidar à haute résolution spectrale à 355 nm et le radar Doppler en préparation à la mission EarthCARE.

3 Détail de la méthode et évolution depuis la publication

L'article disponible en annexe donne les grandes lignes de la méthode de classification mais ne rentre pas dans les détails de la création des masques lidar et radar ni de l'obtention de chaque classe. En effet, il met plus l'accent sur la capacité à adapter l'algorithme à des mesures aéroportées et donc éventuellement aux mesures d'EarthCARE, plutôt que sur le détail de la classification en elle-même. De plus, depuis la publication, la classification est en constante évolution et les classes ont été modifiées pour répondre aux besoins des utilisateurs. En effet, certains utilisateurs de DARDAR-MASK v1.1.4 ont testé la version développée au cours de cette thèse pour leurs applications, ce qui a permis de corriger certains problèmes très localisés.

Dans cette partie la méthode de sélection des pixels et leur classification sera détaillée en mettant l'accent sur ce qui a changé depuis la publication.

La première étape de la classification des hydrométéores est la création des masques

radar et lidar, c'est-à-dire la sélection des pixels correspondant à des hydrométéores ou des aérosols sur les profils radar et lidar. Ces étapes ont très peu changé depuis la publication de l'article mais cette thèse est l'occasion de fournir plus de détails concernant la méthode.

Les masques lidar et radar sont obtenus par seuillage des images des profils de réflectivité radar (en dBZ) et rétrodiffusion lidar (en $\log(m^{-1}.sr^{-1})$) comme présenté sur la Figure III.1. Le seuillage est la méthode de segmentation d'image la plus simple quand on souhaite segmenter l'image en 2 parties (image binaire). Il faut donc trouver le seuil adéquat qui permet de ne sélectionner que les pixels correspondant à des hydrométéores, sur la base du regard d'un utilisateur expérimenté. Pour la création de ces masques, le calcul automatique des seuils, dépendant des radiométries des images, est déterminé empiriquement sur une granule, et ensuite leur validité est vérifiée sur une dizaine d'autres granules. De plus, un mois de données des nouveaux masques et classification ainsi créés ont été utilisés par l'Université de Reading pour tester leurs algorithmes, ce qui a permis de confirmer leur validité.

Ces seuils sont valables pour le lidar de CALIPSO et le radar de CloudSat et devront être adaptés aux mesures du lidar ATLID et du radar CPR pour la création des masques lidar et radar d'EarthCARE. En attendant que les premières données soient disponibles, les données aéroportées de RALI en version EarthCARE seront utilisées pour avoir une idée des nouveaux seuils. Ceci est abordé dans la dernière partie de l'article et sera rappelé dans le chapitre 3.4 de cette partie.

Pour créer les masques radar et lidar de CloudSat/CALIPSO, chaque granule est découpée en 3 parties (nuit, jour et nuit) pour obtenir 3 images sur lesquelles sont appliqués les seuils. Le lidar étant très bruité de jour, la méthode y est légèrement différente pour éliminer le bruit additionnel.

3.1 Masque lidar

Pour le masque lidar, le signal moléculaire modélisé est soustrait au signal lidar observé pour ne travailler que sur la rétrodiffusion due aux hydrométéores et aux aérosols et non aux molécules de l'air. La technique de seuillage a été privilégiée à d'autres techniques de segmentation comme la détection de contours car, cette dernière, ayant également été testée sans succès, est très difficile à mettre en place du fait du bruit très important sur les images de signal lidar. Cependant, pour pouvoir appliquer la technique de seuillage, il a fallu procéder à une série de traitements sur l'image pour pouvoir y appliquer un seuil automatique efficace.

Le filtrage de la rétrodiffusion lidar est décrit et imagé dans l'article, mais les détails techniques de la méthode sont plus amplement abordés dans les paragraphes suivants. Le lecteur pourra se rapporter à la Figure 2 de l'article pour suivre les étapes de traitement d'image.

Les valeurs des pixels des images (dans ce cas les rétrodiffusions) sont normalisées (ramenées entre 0 et 1). Les histogrammes de ces images donnent des informations sur leur contraste. En effet, l'histogramme d'une image représente la distribution des intensités de l'image, donc plus un histogramme est large, plus de valeurs d'intensités différentes sont présentes sur l'image, donc plus le contraste de l'image est élevé. A

l'inverse, un histogramme étroit signifie que peu de valeurs d'intensités différentes sont présents sur l'image, donc le contraste est pauvre.

Pour augmenter le contraste l'histogramme est étiré de manière à ce que 1% des données de plus faibles intensités soit saturé à 0 et 1% des données de plus fortes intensités soit saturé à 1. Cet étirement d'histogramme est représenté sur la Figure III.5. L'image en haut à gauche est l'image des rétrodiffusions lidar normalisées entre 0 et 1. L'histogramme correspondant, situé en dessous, est très étroit et représentatif du faible contraste de l'image. L'image en haut à droite est la même image après avoir subi l'étirement d'histogramme à 1%. Son histogramme correspondant est élargi et son contraste s'en retrouve donc amélioré. Malheureusement, ceci a également tendance à accentuer aussi le bruit vertical observé sur les images de jour, or ce bruit pose un sérieux problème pour trouver un seuil qui n'inclurait pas de pixels de bruit. En effet, certains pixels de nuages dans les zones les moins bruitées ont des radiométries parfois plus faibles que le bruit dans les zones les plus bruitées.

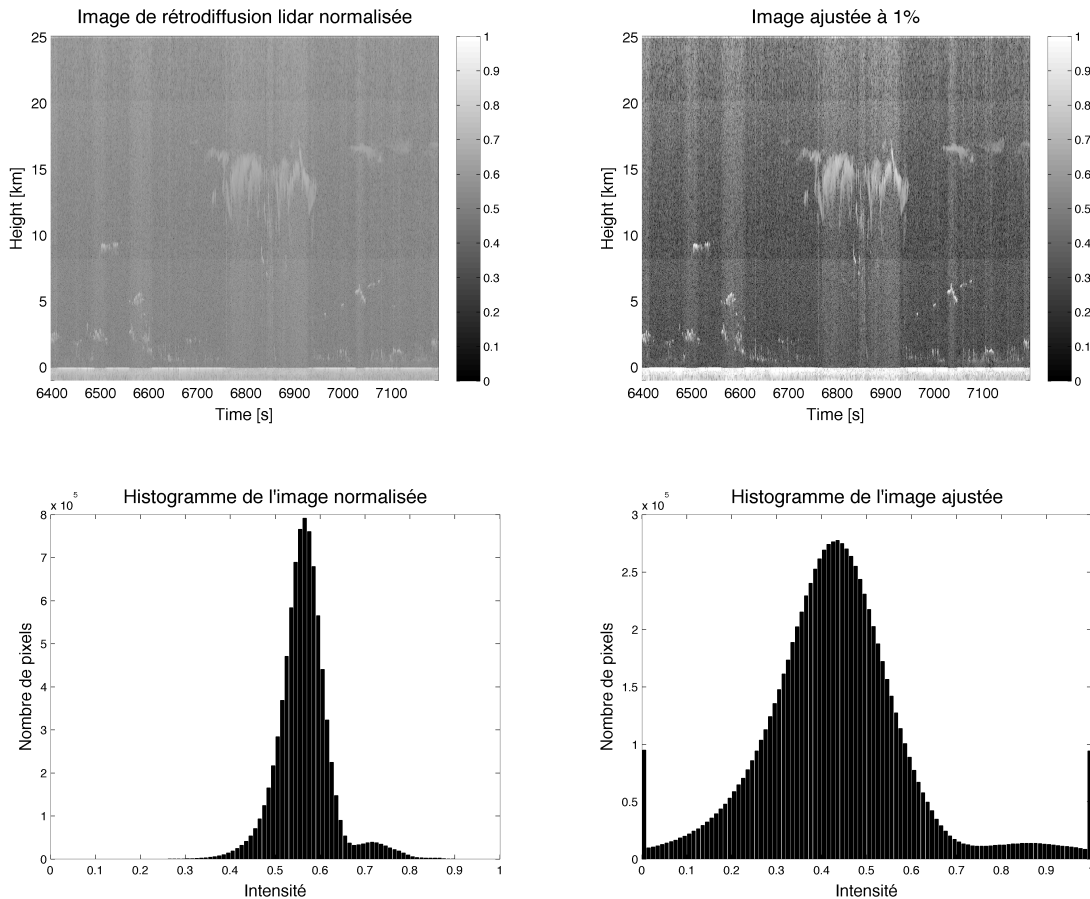


FIGURE III.5 – Technique d'ajustement d'histogramme pour augmenter le contraste de l'image de rétrodiffusion

Il nous a donc semblé nécessaire de réussir à se débarrasser de ce bruit vertical récurrent sur les images de jour. Comme ce bruit est présent tout le long de la colonne

atmosphérique, il forme des barres de bruit verticales ; l'image du signal lidar a donc un motif de direction verticale qui se répète à des fréquences variables (car l'espacement et la largeur des zones de bruit sont irréguliers). La transformée de Fourier d'une telle image présente donc une série de points alignés horizontalement (direction perpendiculaire à celle du motif) à toutes les fréquences de ce motif vertical. L'élimination de la ligne horizontale de l'image dans le domaine des fréquences permet donc de supprimer toutes ces variations verticales dues au bruit ; le résultat du filtrage fréquentiel est présenté sur l'image de gauche de la Figure III.6. Le filtrage fréquentiel n'est appliqué qu'aux images de jour.

A la suite de l'étirement d'histogramme (et du filtrage fréquentiel pour les images de jour), le bruit est lissé à l'aide un filtre moyenne avec une fenêtre horizontale de 9 pixels. Le résultat d'un tel filtrage est présenté sur l'image de droite de la Figure III.6. En comparant la première image de la Figure III.5 à l'image de droite de la Figure III.6, on remarque que les différentes étapes de traitement ont nettement amélioré la qualité de l'image et qu'il semble ainsi plus aisé de trouver un seuil qui sépare les nuages du bruit. Ce sont sur ces images filtrées que sont ensuite appliqués des seuils pour sélectionner les pixels d'hydrométéores. Cela dit, il faut garder à l'esprit qu'un filtrage altère l'image, surtout au niveau des bords des objets, il faudra donc revenir à l'image originelle en dernière étape pour nettoyer le masque.

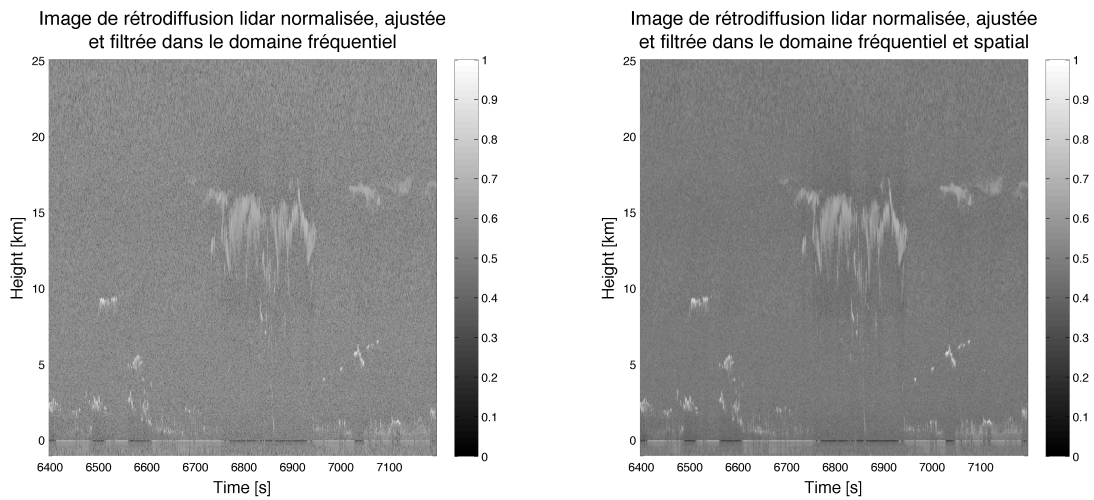


FIGURE III.6 – Filtrage fréquentiel et spatial de l'image ajustée

Pour choisir le seuil, chaque image filtrée est découpée en 3 parties horizontales selon les résolutions spatiales des données de CALIOP abordées lors de la présentation de l'instrument dans le Tableau II.1 (-1.02 km – 8.2 km, 8.2 km – 20.2 km et 20.2 km – 25,08 km) car les hautes altitudes sont plus bruitées que les basses. Comme les granules étaient déjà découpés en trois parties selon le jour et la nuit pour appliquer différents filtrages, ils sont donc au final découpés en 9 images sur lesquelles sont appliqués les seuils, comme présenté sur la Figure III.7.

Le mode principal des histogrammes de chacune de ces 9 images correspond au bruit ; en effet, comme le ciel clair occupe la surface la plus importante de ces images, ce sont ces pixels qui sont majoritairement présents sur les images. Les nuages et les aérosols sont donc situés à droite de ce mode (car plus rétrodiffusants), les aérosols étant situés

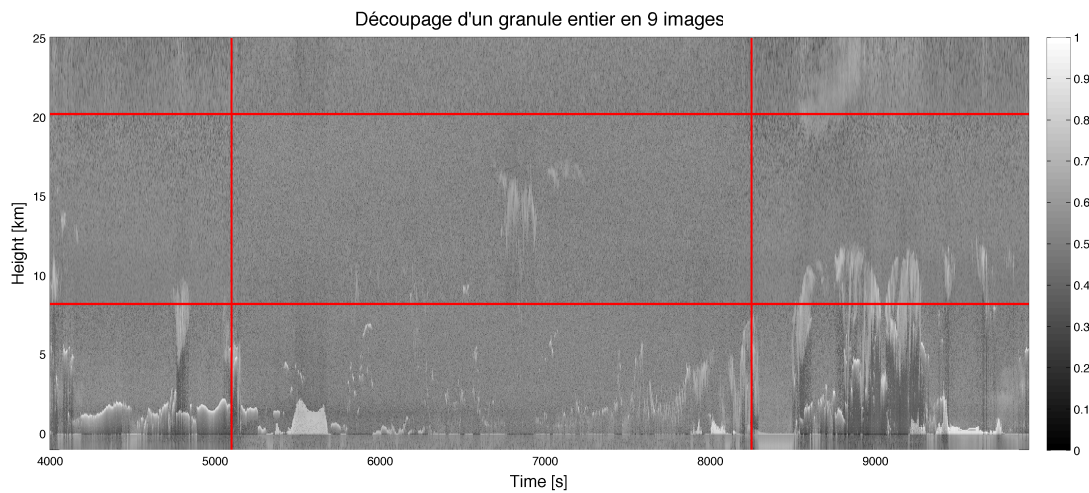


FIGURE III.7 – Découpage d'un granule horizontalement selon le jour et la nuit et verticalement selon la résolution originelle de CALIOP.

entre le bruit et les nuages fortement diffusants.

Dans un premier temps, les aérosols sont extraits de ces images. Pour chaque image, tous les pixels dont l'intensité est supérieure à l'intensité représentée par la ligne verte sur la Figure III.8 sont sélectionnés. Cette ligne verte correspond à l'intensité pour laquelle le nombre de pixels du mode principal (représenté par la ligne bleue) est divisé par 2 (ligne rouge). La technique, très empirique, repose sur le postulat que s'il y a des aérosols présents sur l'image alors ils auront une intensité plus importante que celle représentée par la ligne verte.

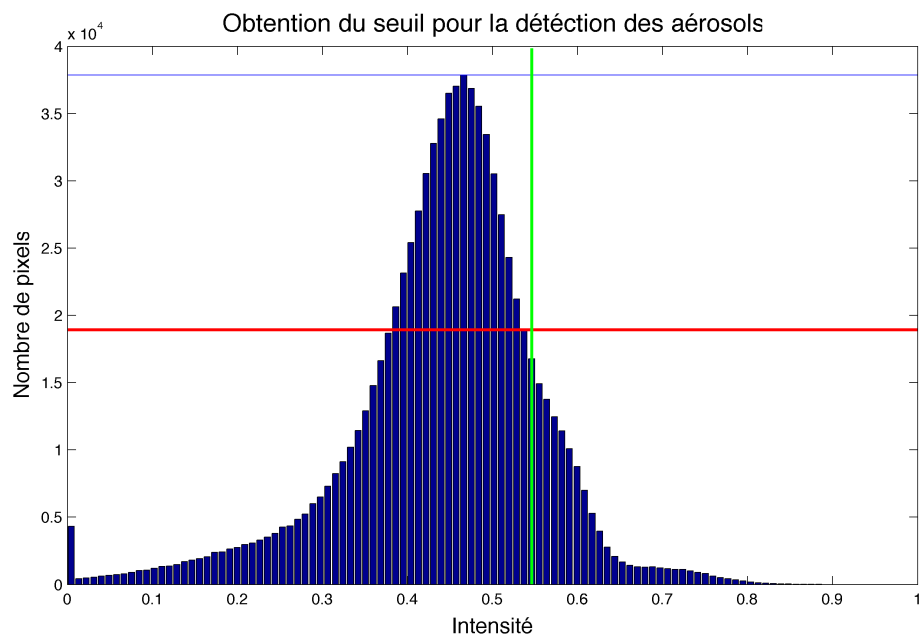


FIGURE III.8 – Obtention du seuil pour extraire les aérosols de l'image à partir du mode de l'histogramme.

Ce seuil n'est pas très restrictif dans le but de pouvoir y inclure tous les aérosols. Les pixels sont définitivement conservés comme aérosols (classe 2 du masque lidar) si le VFM les classe également comme tels. La détection et la classification des aérosols est donc un processus reposant sur une technique de détection propre à DARDAR mais faisant tout de même intervenir la classification VFM. Ces pixels sont ensuite mis de côté pour que les histogrammes des images ne soient plus influencés par les pixels d'aérosols. Le même procédé est répété pour extraire les nuages mais le seuil qui a semblé le plus adapté à la sélection de nuages est l'abscisse pour laquelle l'ordonnée du mode est divisée par 6.

Encore une fois, ces seuils ont été choisis empiriquement pour qu'ils correspondent au mieux à ce qui est observé à l'œil sur les images de rétrodiffusion. Après application de ce seuil, une première version du masque lidar est obtenue, à savoir une image binaire avec des 1 pour les pixels correspondant potentiellement à des nuages et 0 pour le reste, comme présenté sur la Figure III.9. On voit clairement qu'il reste des pixels de bruit inclus dans ce premier masque. De plus, comme mentionné précédemment, le filtrage altère les images. Ce premier masque a besoin d'être affiné en comparant les pixels sélectionnés avec l'image de rétrodiffusion originelle.

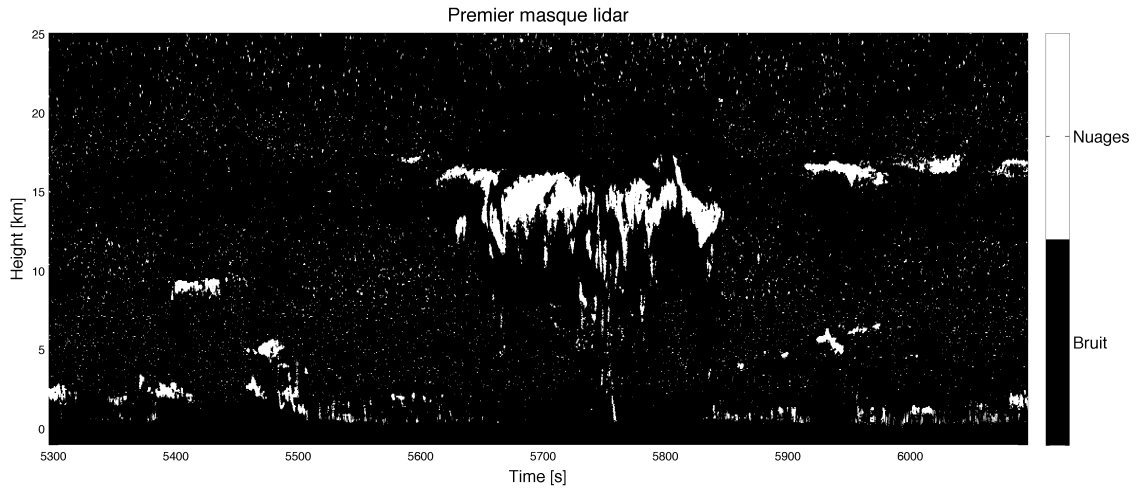


FIGURE III.9 – Premier masque lidar obtenu après seuillage de l'image filtrée.

Voici les étapes successives pour nettoyer ce premier masque :

1 – Dans un premier temps, l'image binaire obtenue est dilatée. La dilatation est une opération de morphologie mathématique [Schmitt and Mattioli, 2013] consistant à élargir les objets (les objets sont les groupes de 1 dans l'image binaire) selon un élément structurant (un cercle dans notre cas). Ceci va permettre de récupérer des pixels qui n'auraient éventuellement pas été sélectionnés à cause du filtrage et ainsi d'affiner les contours des nuages.

2 – Dans un second temps, des seuils obtenus empiriquement (à partir d'une dizaine de granules) sont appliqués à la rétrodiffusion lidar originelle du masque dilaté, présentée sur la Figure III.10, pour éliminer certains résidus de bruit. Tous les pixels dont le $\log(\beta) < -4.7$ sont éliminés du masque. De plus dans les parties chaudes ($T_w > 0^\circ\text{C}$), tous les pixels dont le $\log(\beta) < -5.2$ et dans les parties froides ($T_w < 0^\circ\text{C}$), ceux dont le $\log(\beta) < -6.1$ sont également éliminés. Le seuil des régions chaudes est plus élevé du

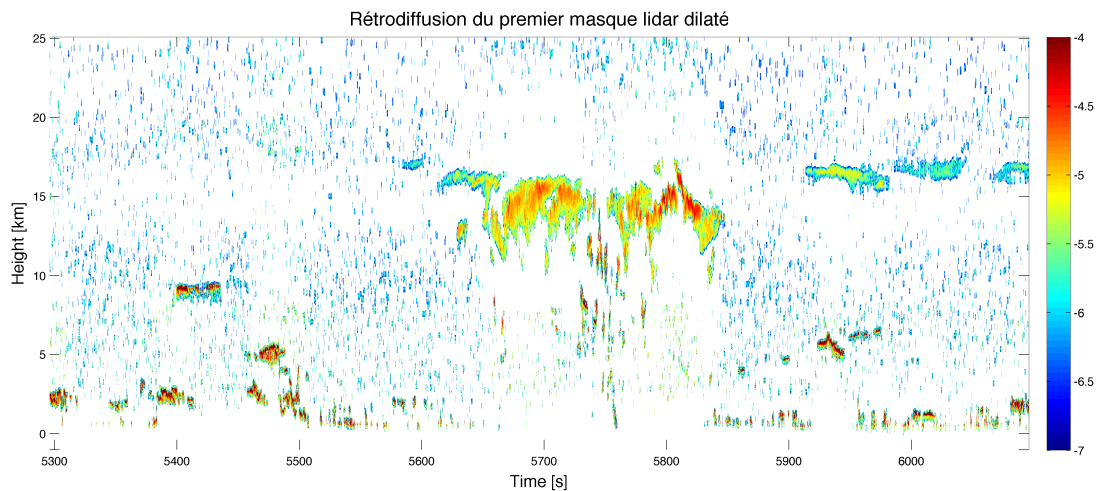


FIGURE III.10 – Rétrodiffusion de CALIOP du masque dilaté.

fait que les hydrométéores y sont liquides dont très rétrodiffusants ; un faible β a peu de chances de correspondre donc à du nuage. Cette seconde étape a été rajoutée après la publication de l'article. Elle tend à améliorer le contour des nuages.

3 – Dans un troisième temps, les zones où $T_w < 0^\circ\text{C}$ sont nettoyées : Tous les blocs de pixels de moins de 500 pixels, soit 30 km^2 (de jour) ou 200 pixels, soit 12 km^2 (de nuit) dans la partie supérieure de l'image et de moins de 100 pixels, soit 6 km^2 (de jour) ou 20 pixels, soit 1.2 km^2 (de nuit) dans la partie basse de l'image sont retirés. Ces critères ont été choisis considérant que la partie supérieure est souvent bruitée, principalement de jour, et que les nuages stratosphériques que l'on rencontre dans ces zones font plus que 500 pixels. De nuit, les images étant moins bruitées des groupes de pixels de bruits sont souvent plus petits.

4 – Dans un dernier temps, on procède à une dernière vérification sur les pixels de nuages qui restent dans le masque.

La rétrodiffusion de chaque pixel sélectionné est comparée à celle de ses pixels avoisinants (dans la fenêtre de 5×5) comme présenté sur la Figure III.11.

Bruit	Bruit	Bruit	Bruit	Nuage
Nuage	Nuage	HAUT	Bruit	Bruit
		PIXEL		
Bruit	Nuage	Nuage	Bruit	Nuage
		BAS		
Bruit	Nuage	Nuage	Nuage	Nuage
Nuage	Nuage	Nuage	Bruit	Bruit

FIGURE III.11 – Description des pixels mis en jeu dans le nettoyage du masque lidar.

- Si tous les pixels autour font partie de la présélection alors le pixel est conservé.
- Si le pixel est au sommet du nuage, sa valeur de rétrodiffusion est comparée à celle du dessus et du dessous. Si la valeur est plus proche du pixel du dessus que du pixel du dessous ($\beta_{PIXEL} - \beta_{HAUT} < \beta_{PIXEL} - \beta_{BAS}$) alors il y a des chances que le pixel en question ne soit pas réellement le haut du nuage ; il est donc retiré de la sélection.
- Si la différence entre la moyenne des rétrodiffusions des pixels autour appartenant à la présélection et la valeur du pixel est plus grande que 1.5 ($\beta_{Nuages} - \beta_{PIXEL} > 1.5$) alors on retire ce pixel. Par contre si cette différence est plus petite que 0.5 ($\beta_{Nuages} - \beta_{PIXEL} < 0.5$) alors le pixel est conservé. Enfin si $\beta_{Nuages} - \beta_{Bruit} < 0.5$, $\beta_{PIXEL} - \beta_{Bruit} < 0.3$ et $\beta_{PIXEL} - \beta_{Nuages} < 0.3$ alors cela signifie que tous les pixels ont des rétrodiffusions plutôt proches, donc il est plus sûr de le retirer du masque.

Cette chaîne de vérification est faite deux fois d'affilée éliminer le maximum de pixels indésirables (lors de la deuxième itération les pixels ayant été éliminés au premier tour ne font alors plus partie des pixels de nuage).

Les pixels ainsi conservés sont catégorisés “nuages” (classe 1) dans le masque lidar. A cause de ces données bruitées, la création du masque lidar est l'étape la plus délicate de la classification. En effet, il est impossible, en travaillant sur des images de cette taille, de réussir à n'inclure aucun pixel de bruit tout en sélectionnant tous les pixels de nuage. Un compromis a été nécessaire et il a été choisi de privilégier l'élimination des pixels de bruit au détriment de certains pixels de nuages très fins.

Une classe à part est attribuée au sol (classe -1 du masque lidar). Le sol est repéré grâce au MNE (Modèle Numérique d'Élévation) qui est disponible dans les fichiers CAL-LID-L1. Si le fichier ne procure aucune valeur l'altitude du sol par défaut est choisie à 0 m. Cependant, si la rétrodiffusion des 2 pixels situés au dessus du sol est supérieure à $2 \cdot 10^{-2}$, ceux-ci sont classés comme sol également.

Enfin, dans les cas où le lidar ne détecte pas le sol, la classe “Lidar éteint” (classe -3 du masque lidar) est attribuée à tous les pixels entre la dernière détection lidar et le sol.

3.2 Masque radar

La création du masque radar repose sur le même principe de seuillage de la réflectivité à la différence que le signal étant nettement moins bruité, il ne nécessite pas d'autant de filtrage.

Le seuil pour extraire les nuages sur les images radar est choisi comme étant l'intensité pour laquelle le mode de l'histogramme est divisé par 6, de la même manière que pour le masque lidar. Aussi, tous les blocs de moins de 10 pixels, soit 0.6 km^2 sont retirés du masque car ils peuvent être considérés comme du bruit. Ces deux étapes fournissent un premier masque radar présenté sur la Figure III.12.

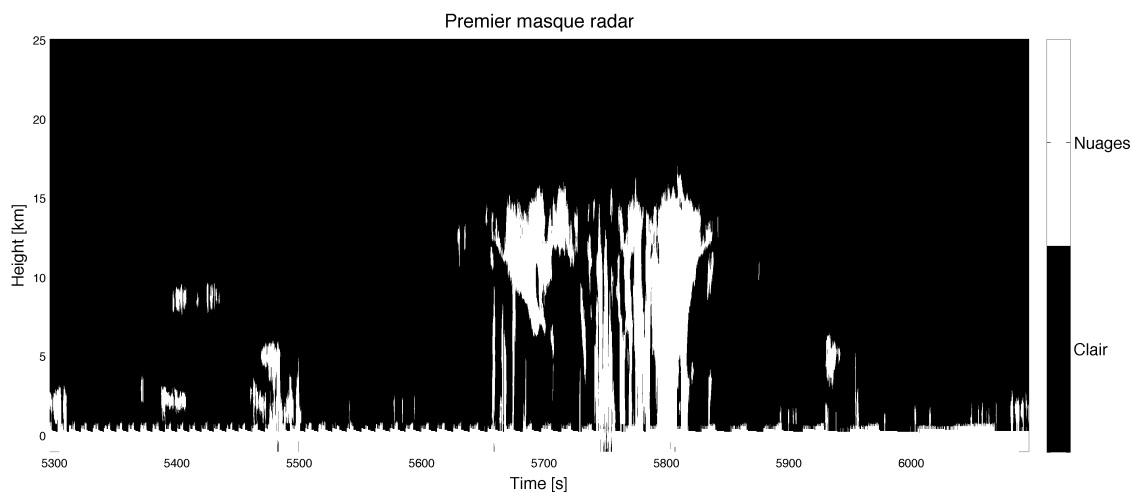


FIGURE III.12 – Premier masque radar obtenu après seuillage de l'image.

La classe “sol” (classe -1) est obtenue de la même manière que pour le masque lidar. Il faut néanmoins s'affranchir des problèmes de clutter très bien représentés sur le profil CloudSat sur la Figure III.1 entre les temps 6400 et 6800 par les petits artefacts de forte réflectivité au niveau du sol. Le clutter est en effet la contamination du signal radar par le sol et ne doit pas être confondu avec du nuage ou de la pluie. Il est donc très important de pouvoir l'identifier, car comme on le voit sur la Figure III.12, du fait de sa forte réflectivité, il se retrouve inclus dans le masque radar.

La Figure III.13 présente la technique d'élimination du clutter sur le nuage situé entre les temps 5430 et 5530. Sur l'image du haut, les données de CloudSat, on repère le clutter par sa forte réflectivité qui peut baver jusque dans le kilomètre au dessus du sol. On sépare les situations où nuages ou pluie atteignent le sol des situations où ce n'est pas le cas. L'exemple présenté sur la Figure III.13 fait clairement intervenir ces deux situations : entre les temps 5460 et 5500 les hydrométéores atteignent le sol (ou du moins le clutter) alors que partout ailleurs le clutter est libre.

Pour extraire le clutter, les pixels où $Z > 15 \text{ dBZ}$ dans les 20 portes ($1,2 \text{ km}$) au dessus du sol sont sélectionnés. Si cette zone de forte réflectivité radar ne touche pas de zone d'hydrométéores incluse dans le masque radar dépassant les 1200 m d'altitude alors on considère que tout pixel contigu à cette zone initialement inclus dans le masque appartient en réalité au clutter. Par contre si cette zone de forte réflectivité radar touche

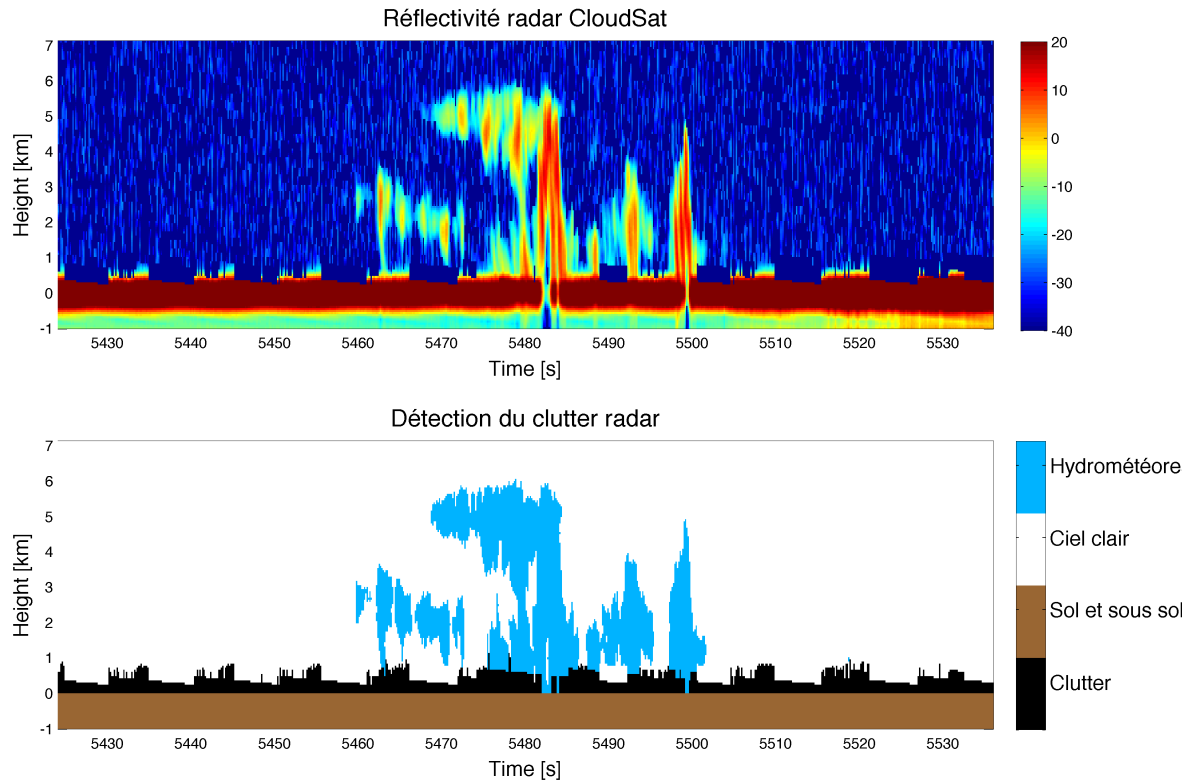


FIGURE III.13 – Principe de détection du clutter radar avec et sans nuages juxtaposés.

des nuages dépassant les 1200 m d'altitude alors on repère la porte (dans les 20 portes au dessus du sol) pour laquelle la réflectivité présente un gradient maximal. Cette porte sera alors considérée comme la première porte du clutter (c'est la porte où la réflectivité devient bien plus importante que la réflectivité nuageuse). Cette deuxième condition n'était pas incluse dans la version de l'article. Les pixels du clutter sont classés -2 dans le masque radar et sont repérés par les pixels noirs de l'image du bas de la Figure III.13. Cet exemple est également utile pour démontrer les limites du masque radar. En effet, on remarque aux temps 5482 et 5500 que le radar est fortement atténué à cause des zones convectives que le signal traverse. Dans le cas présenté ici la réflectivité juste au dessus du sol est trop faible pour être incluse dans le clutter mais pas assez pour être éliminée du masque radar.

Tous les pixels de la partie chaude $T_w > 0^\circ\text{C}$ sont classés comme "pluie ou nuage d'eau liquide" (classe 4) .

3.3 Interdépendance des masques lidar et radar finaux

Pour améliorer la qualité des masques précédemment décrits, il est possible de les faire bénéficier des informations contenues dans le masque de l'autre instrument. En effet, le radar peut apporter de l'information quand à l'atténuation du signal lidar : dans les cas où le lidar ne détecte pas des hydrométéores détectés par le radar, la classe "Lidar atténué" (classe -2 du masque lidar) est attribuée à tous les pixels entre la dernière

détection lidar et le sol. Cette classe est importante, car, de la même manière que pour la classe -3 'Lidar éteint', la présence d'eau liquide est incertaine : le lidar étant atténué et le radar ne permettant pas de bien détecter l'eau liquide. Et, le lidar peut permettre d'affiner le masque radar du fait de sa résolution originelle plus faible. En effet, comme on l'a évoqué dans la partie de présentation de DARDAR-MASK, le radar a une résolution initiale de 500 m ce qui fait que le lidar est plus fiable pour repérer les sommets de nuages. Sur la Figure III.14 on superpose le masque lidar, en rouge, à la réflectivité de CloudSat pour montrer qu'il peut arriver que le signal radar bave au dessus du vrai sommet de nuage (repéré par le lidar) du fait de l'interpolation sur la grille de résolution verticale de 60 m. Les sommets de nuages du masque radar sont donc corrigés grâce au masque lidar : quand un nuage est vu à la fois par le radar et le lidar, tous pixels du masque radar qui se trouvent dans les 500 m au dessus des détections lidar sont classés comme "faux sommet de nuages" (classe 2).

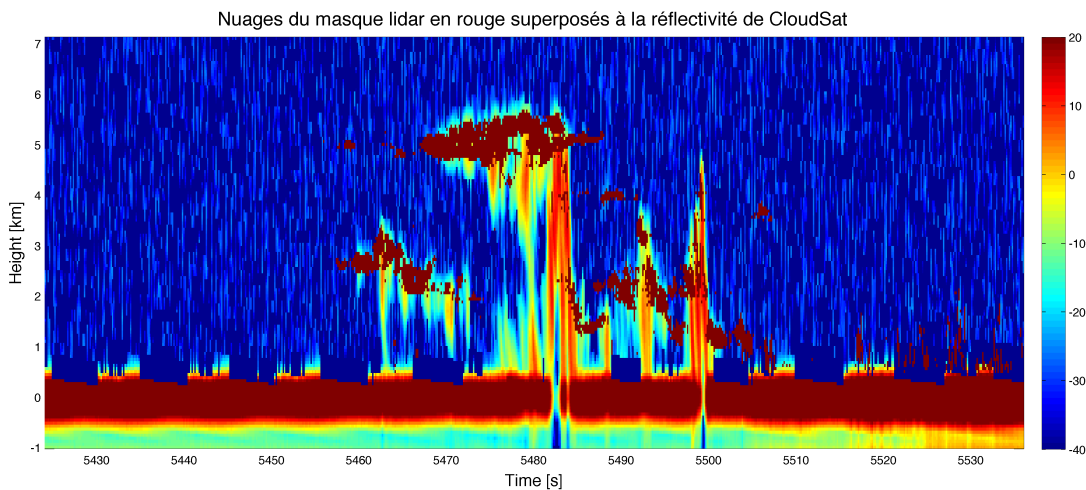


FIGURE III.14 – Superposition du masque lidar en rouge à la réflectivité de CloudSat.

Il arrive aussi que le radar détecte le sommet du nuage au delà de 500 m au dessus du lidar. Ce phénomène est compliqué à comprendre. En effet, il semble difficile pour le radar de détecter un nuage avant le lidar, et l'explication de la résolution initiale de 500 m ne peut concerner les pixels au delà de 500 m au dessus du lidar. On a imaginé que ce problème pouvait être lié à un problème d'angle de visée ; n'ayant pas la réponse ces pixels ont été conservé dans le masque radar mais tout de même classés comme "peut être faux sommet de nuage ou problème d'angle de visée" (classe 3).

Au final, pour rappel, les classes des masques lidar et radar finaux sont recensées dans le Tableau III.2. Le résultat des masques lidar et radar sur l'exemple proposé est présenté sur la Figure III.15.

3.4 Couches de forte rétrodiffusion lidar

Sur les profils lidar, on peut observer des couches de forte rétrodiffusion qui ont tendance à fortement atténuer le signal. La rétrodiffusion étant dépendante de la concentration des particules échantillonnées ces couches sont donc composées d'eau liquide, d'eau surfondue ou de glace en forte concentration.

Masque Lidar		Masque Radar	
Classe	Description	Classe	Description
-3	Lidar éteint	-2	Clutter
-2	Lidar atténué	-1	Sol et sous-sol
-1	Sol et sous-sol	0	Pas de détection
0	Pas de détection	1	Nuages
1	Hydrométéores	2	Faux sommet de nuage
2	Aérosols	3	Peut être faux sommet de nuage
		4	Pluie ou nuage d'eau liquide

TABLEAU III.2: Classes des masques lidar et radar.

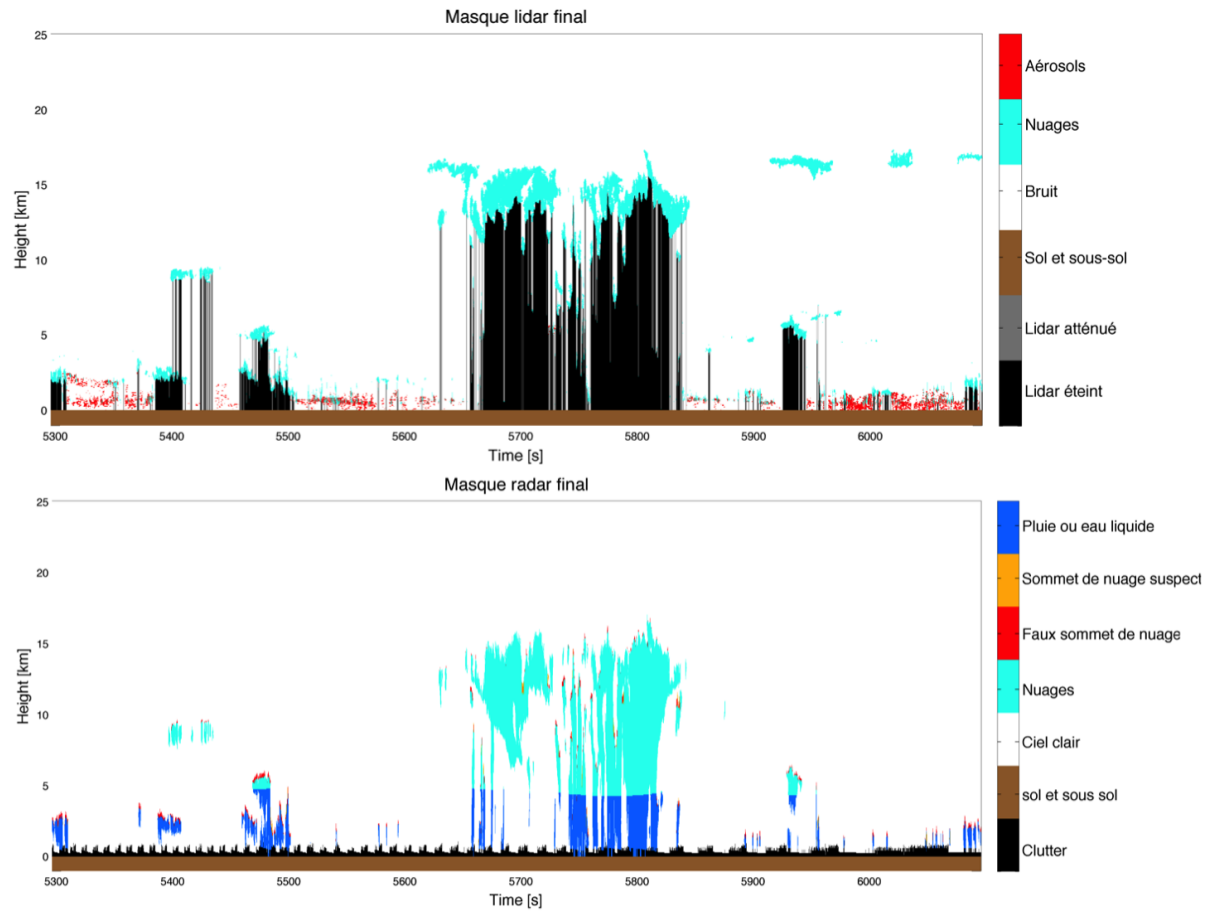


FIGURE III.15 – Masques lidar et radar finaux.

Il est important de pouvoir détecter l'eau surfondue car elle est un danger pour l'aviation et elle a un impact non négligeable sur le transfert radiatif et est mal représentée dans les modèles [Hogan et al., 2004]. De plus la glace de haute altitude et en forte concentration est aussi suspectée de représenter un danger pour les moteurs d'avions et des recherches sont actuellement en cours sur ce sujet avec le projet HAIC-HIWC (High Altitude Ice Crystals – High Ice Water Content).

Pour obtenir ces classes supplémentaires, tout d'abord, les pixels où $\log(\beta) > 2.10^{-5} \text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ et où dans les 720 m en dessous le signal est divisé au

moins par un facteur 10, sont sélectionnés. Cette sélection de pixels est représentée par les couches roses de l'image de droite de la Figure III.16, avec la rétrodiffusion de CALIOP sur l'image de gauche. Il n'y a donc jamais plus de 720 m de nuage provenant du masque lidar (en bleu sur l'image) en dessous de chaque couche rose. Lors de la rédaction de l'article, seuls les pixels où β est atténué 10 fois dans les 480 m en dessous avaient été sélectionnés. En augmentant ce seuil, ceci permet de sélectionner aussi les pixels qui atténuent un peu moins rapidement le signal et ceci donne un meilleur rendu des couches, principalement en ce qui concerne les couches de glace en forte concentration. Le sommet et la base de la couche sont repérés à partir de chaque pixel comme étant les portes où l'on rencontre le gradient de rétrodiffusion maximal respectivement dans les 300 m au dessus et 240 m en dessous.

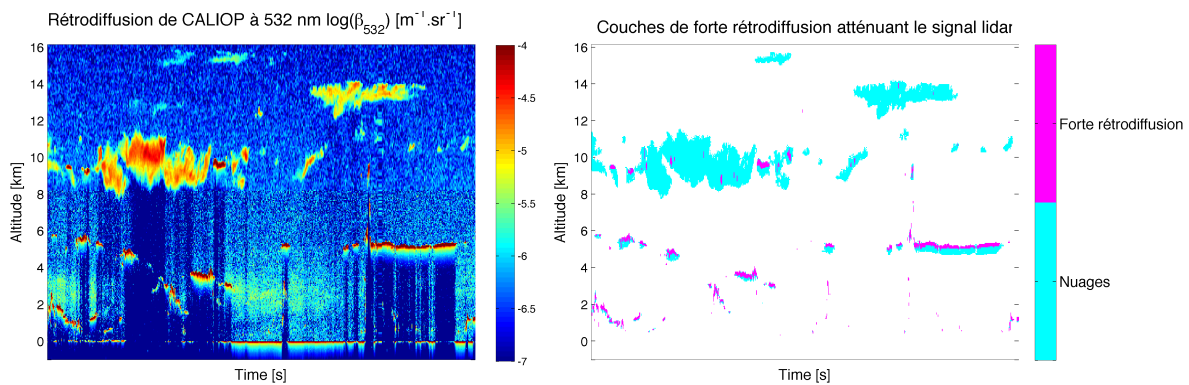


FIGURE III.16 – Sélection des couches de forte rétrodiffusion CALIOP ayant la capacité d’atténuer le signal lidar fortement et rapidement.

Cette étape sélectionne un certain nombre de pixels regroupés généralement en forme de couches horizontales de faible épaisseur et de longueur variable. Ces couches sont ensuite étudiées comme des objets, leurs pixels ne sont pas classifiés un à un. Pour ce faire, des paramètres applicables à chaque couche comme leur température, leur longueur, leur épaisseur et leur réflectivité sont mesurés.

L’arbre de décision pour classer ces couches est bien décrit dans l’article et n’a pas changé depuis la publication. Cependant la méthode pour distinguer la glace en forte concentration de l’eau surfondue grâce à un seuil d’épaisseur de 360 m a légèrement changé. Ce critère d’épaisseur de couche vient de [Hogan et al., 2003] rapportant que les couches d’eau surfondue détectées par un lidar sol dépasse rarement les 300 m. Dans la première version, l’épaisseur de la couche était définie comme la moyenne des épaisseurs de tous les profils formant la couche. Si cette moyenne était supérieure à 360 m alors la couche était classée comme “glace en forte concentration” sinon comme “eau surfondue”. L’inconvénient de ce calcul de moyenne est que l’épaisseur calculée est donc très dépendante de l’épaisseur de tous les profils. Malheureusement, il arrivait qu’une couche qui dans l’ensemble faisait moins que 360 m se retrouvait classée comme “glace en forte concentration” à cause de quelques profils très épais. La méthode a donc été modifiée pour classer en “glace en forte concentration” (respectivement “eau surfondue”) les couches dont plus de la moitié des profils faisaient plus (respectivement moins) que 360 m d’épaisseur.

Certains de ces pixels sont classés comme “sommet de tour convective”. Sur l’image

de gauche de la Figure III.17 représentant la réflectivité de CloudSat on observe deux zones très étroites de forte réflectivité aux temps 4059 et 4081. Ces zones qui atténuent le signal radar au point que le sol n'a pas la même signature (comme déjà évoqué pour la technique d'élimination du clutter) correspondent à de la convection. Dans ce type de nuages, de forts courants ascendants entraînent de l'eau liquide des basses couches vers le sommet du nuage qui se retrouve alors composé d'un mélange de gros cristaux de glace et d'eau liquide. Ce mélange produit une forte rétrodiffusion lidar que l'on cherche donc à classer comme "sommet de tour convective". Pour être inclus dans cette classe, les pixels doivent appartenir à un nuage étroit (moins de 20 km de large) de réflectivité supérieure à 5 dBZ orienté plutôt verticalement. Sur l'image de droite de la Figure III.17 sont représentés en rose les nuages convectifs ainsi obtenus au sein du masque radar en bleu. Dans la version utilisée et présentée dans l'article une erreur avait été commise car c'étaient les nuages de forte réflectivité orientés plutôt horizontalement qui étaient sélectionnés dans le masque radar (au lieu de ceux orientés plutôt verticalement) ; ceci est maintenant corrigé.

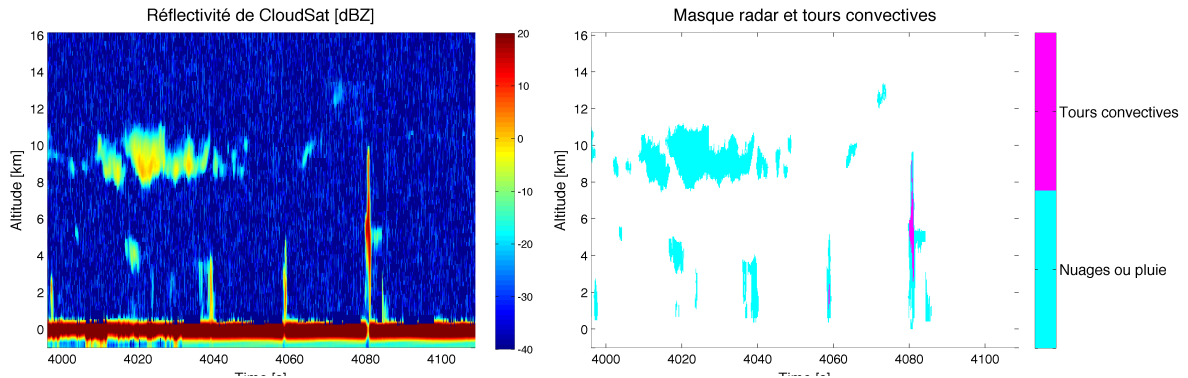


FIGURE III.17 – Sélection des tours convectives à partir des données CloudSat.

La classification des couches de forte rétrodiffusion de cet exemple sont présentées sur la Figure III.18. On peut y voir qu'au dessus de tours convectives repérées sur la Figure III.17 les couches de forte rétrodiffusion sélectionnés sur la Figure III.16 sont bien classés en "sommet de tour convective".

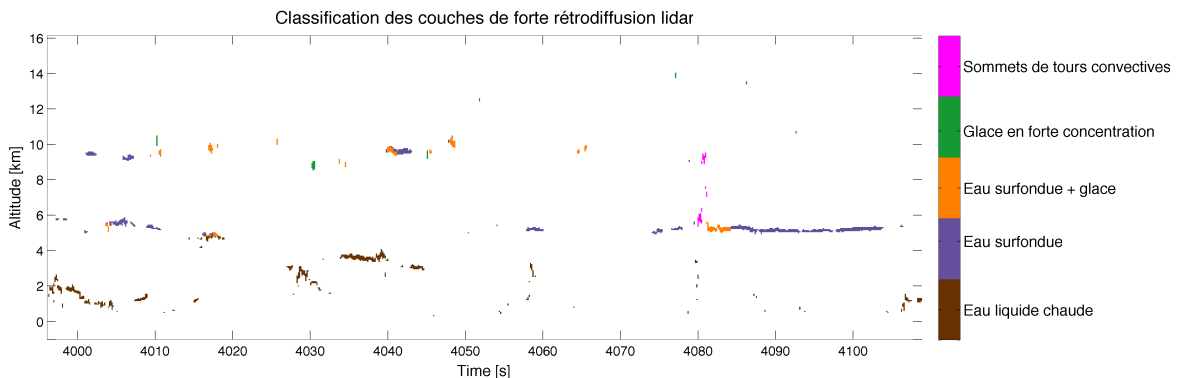


FIGURE III.18 – Classification des couches de forte rétrodiffusion.

3.5 Classification d'hydrométéores

Pour la classification des pixels à partir des masques radar et lidar on passe par la création de masques glace/pluie et aérosol/liquide dont les différentes classes sont recensées dans le Tableau III.3 comme il est décrit dans l'article. Leur combinaison permet d'obtenir des classes à phase mixte comme nuage d'eau liquide + pluie. La méthode est détaillée dans l'article, cependant nous verrons ici quelques détails sur l'obtention de ces classes et sur leur évolution.

Masque aérosols/liquide		Masque glace/pluie	
Classe	Description	Classe	Description
0	Pas d'aérosols ou eau liquide	0	Sol ou sous-sol
1	Eau liquide	1	Pas de glace ou de pluie
2	Aérosols	2	Glace
3	Nuages stratosphériques	3	Pluie chaude
		4	Pluie froide

TABLEAU III.3: Classes des masques aérosols/liquide et glace/pluie.

Pour créer ces masques on part du principe que tous les pixels situés dans les zones froides contiennent de la glace sauf dans le cas des couches de forte rétrodiffusion décrites précédemment. Les pixels se trouvant dans les zones chaudes contiennent des nuages d'eau liquide, de la pluie ou un mélange des deux.

Dans le cas du masque lidar, tous les pixels situés dans les parties chaudes sont classés comme "nuage d'eau liquide" car le lidar ne peut détecter la pluie.

Dans le cas du masque radar, dans un premier temps, tous les pixels situés dans les régions chaudes sont classés comme "pluie", froide si elle est rattachée à un nuage de glace, "chaude" si elle est rattachée à un nuage d'eau liquide, avec une réserve pour cette dernière suivant sa réflectivité. Ce point sera détaillé un peu plus loin.

Dans l'article, il est mentionné que tous les pixels entre la pluie froide et le sol sont aussi classés comme pluie froide même si le radar s'atténue totalement avant le sol. Ceci avait été fait après recommandation d'un utilisateur considérant que s'il pleuvait, la pluie devait atteindre le sol. Mais ceci n'est plus d'actualité dans la dernière version comme on peut le voir sur la Figure III.19 au temps 59445, car finalement, seuls les pixels inclus dans le masque radar sont inclus dans la classification finale.

Enfin comme il est mentionné dans l'article, le seuil $Z = -17$ dBZ différencie la pluie des nuages d'eau liquide; mais dorénavant ce seuil n'est appliqué que pour la pluie chaude : tous les pixels précédemment classés en "pluie chaude" dont la réflectivité serait inférieure à -17 dBZ sont finalement classés en "nuage d'eau liquide". Ce seuil n'est plus appliqué pour la pluie froide car il peut arriver, aux tropiques essentiellement, qu'il pleuve et que la pluie s'évapore avant d'atteindre le sol. La réflectivité décroît jusqu'à son minimum avant d'atteindre le sol en passant donc par la valeur -17 dBZ. Appliquer ce seuil reviendrait à classer les bords de ces zones de pluie (là où la réflectivité décroît en dessous de -17 dBZ) comme nuages, or ce n'est pas le cas.

A partir du classement en glace, pluie, aérosols, eau liquide des masque radar et lidar on obtient ces masques glace/pluie et aérosols/liquide à partir desquels la classification

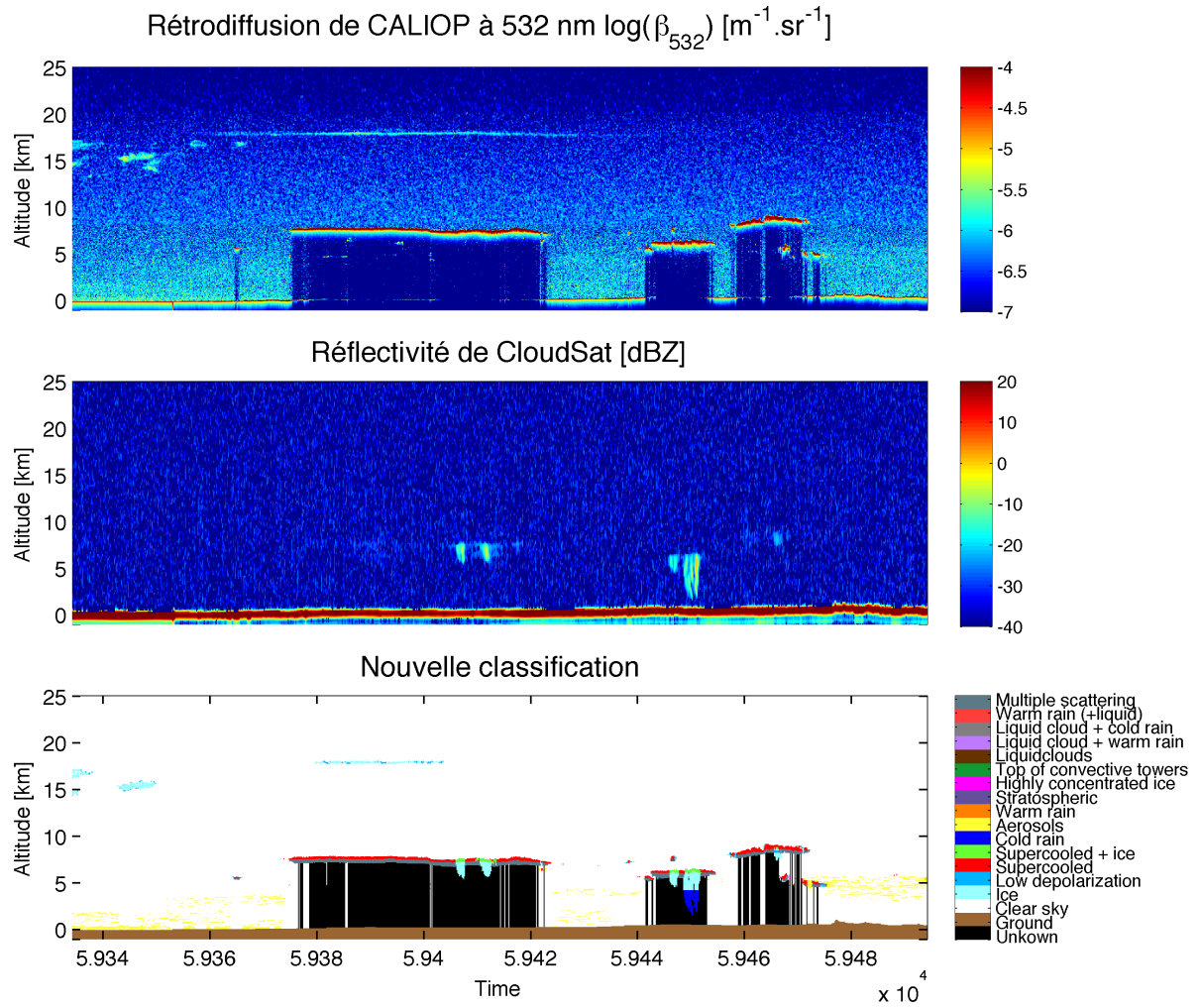


FIGURE III.19 – Exemple de la nouvelle classification à partir de profils CloudSat et CALIPSO. En haut la rétrodiffusion de CALIOP, au milieu la réflectivité de CloudSat et en bas la classification correspondante.

est créée.

La différence majeure à noter par rapport à la version décrite dans l'article est l'ajout de la classe "diffusion multiple due à l'eau surfondue". En effet, comme on peut le voir sur la rétrodiffusion de la Figure III.19 qui présente trois couches importantes d'eau surfondue (à 8 km d'altitude entre les temps 5.937 et 5.942, à 7 km d'altitude entre les temps 5.944 et 5.946 et à 8 km d'altitude entre les temps 5.946 et 5.948), la rétrodiffusion sous ces couches reste assez importante avant d'être totalement atténuée. Cette rétrodiffusion est donc incluse dans le masque lidar et devrait être classée comme "glace", seulement on remarque qu'à ces endroits le radar ne détecte rien dans la plupart des cas. Cette rétrodiffusion présente sous les couches d'eau surfondue n'est pas un signal dû à de la glace, il provient donc de la diffusion multiple causée au sein de la couche par les gouttelettes d'eau. Ainsi tous les pixels inclus dans le masque lidar situés sous les couches d'eau surfondue et non inclus dans le masque radar sont classés comme "diffusion multiple" comme présenté sur la Figure III.19 sur le graphe du bas.

Hormis cette classe supplémentaire, il n'y a que peu d'autres différences avec la clas-

sification décrite dans l'article : La classe "clutter" a été supprimée, elle est toujours disponible dans le masque radar. Les deux classes d'indétermination lidar dues à l'atténuation du lidar sont jointes par mesure de simplification et ensemble sont décrites comme "présence d'eau liquide incertaine" car, en effet, le problème des zones où le signal lidar est atténué est qu'aucun des instrument n'est alors capable de détecter efficacement les nuages d'eau liquide. Ces deux classes sont toujours disponibles séparément dans le masque lidar.

3.6 Comparaison à DARDAR-MASK v1.1.4

La comparaison à DARDAR v1 se trouve détaillée dans l'article. Malgré les changements décrits dans la partie précédente entre la version utilisée dans l'article et la version au moment de la rédaction de ce manuscrit de thèse, il n'y a pas de changement majeur de statistiques d'occurrence. Les changements qui ont été appliqués sont très localisés et ne concernent en général que très peu de pixels. Ces changements ont de l'importance pour les restitutions de propriétés nuageuses mais n'influent pas sur les statistiques globales de distribution d'hydrométéores.

3.7 Adaptation à RALI

L'adaptation aux mesures aéroportées de RALI se trouve également détaillée dans l'article. Dans cet article on évoque le fait que l'on observe une certaine confusion entre les couches d'eau surfondue (avec ou sans glace) et les couches de glace en forte concentration. C'est la raison qui a motivé le changement de méthode de discrimination entre ces deux types de couches décrit dans la partie III.3.4 Couches de forte rétrodiffusion lidar. Les Figures III.20, III.21 et III.22 présentent les données CALIPSO et CloudSat et la classification spatiale correspondante sur la colonne de gauche, et les données LNG, RASTA et la classification aéroportée correspondante sur la colonne de droite. En haut à droite de chaque figure, l'encadré noir indique la localisation du vol en vert, et la zone de survol de l'A-Train en rouge. Ces figures étaient déjà présentées dans l'article mais ici les résultats sont exposés avec les corrections apportées à la méthode de classification. Rappelons cependant que l'adaptation à RALI ne fait pas office de validation de l'algorithme de classification car n'apporte pas de moyen de comparaison à des mesures in situ. Cependant ceci permet de montrer que la méthode est facilement adaptable à d'autres instruments, c'est la raison pour laquelle obtenir les mêmes classifications spatiales et aéroportées sur des survols est encourageant quand à l'adaptabilité de l'algorithme.

Sur la Figure III.20 on remarque que la couche située à 7 km d'altitude entre 46.4° et 46.6° qui était, du temps de la publication de l'article, classée comme glace en forte concentration dans la version spatiale est dorénavant classée comme eau surfondue + glace ce qui est plus cohérent avec la classification aéroportée.

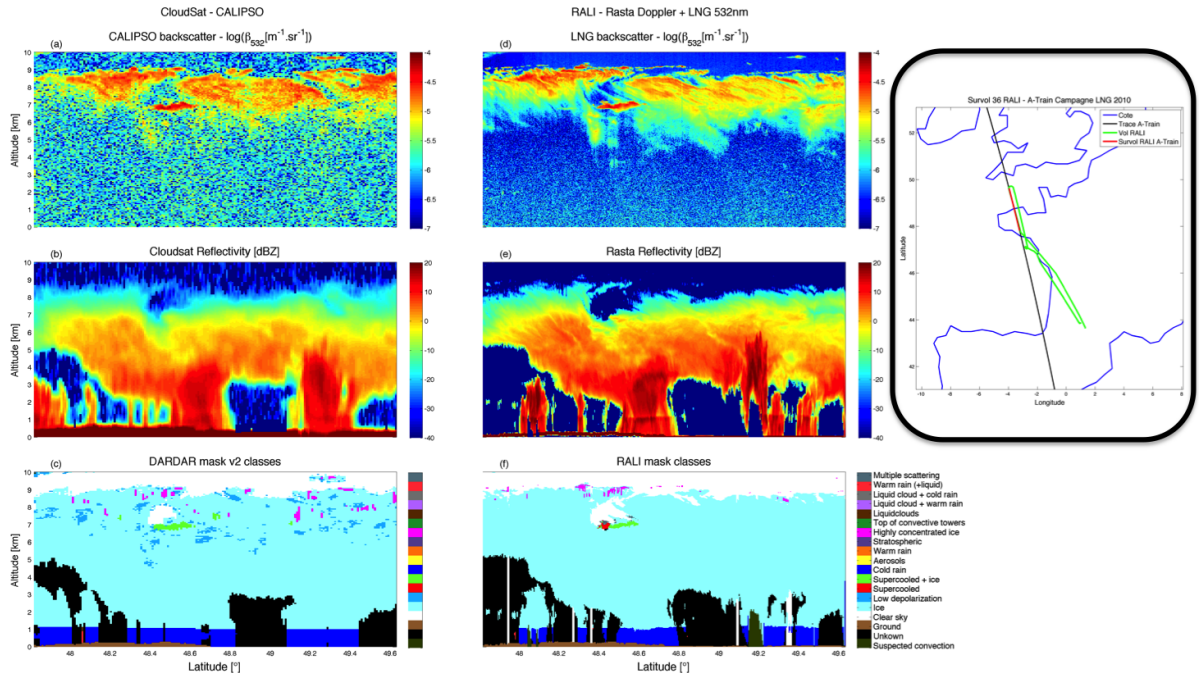


FIGURE III.20 – Comparaison des observations et classifications spatiales (a, c, e) et aéroportées (b, d, f) lors du survol 36 RALI – A-train Campagne LNG 2010

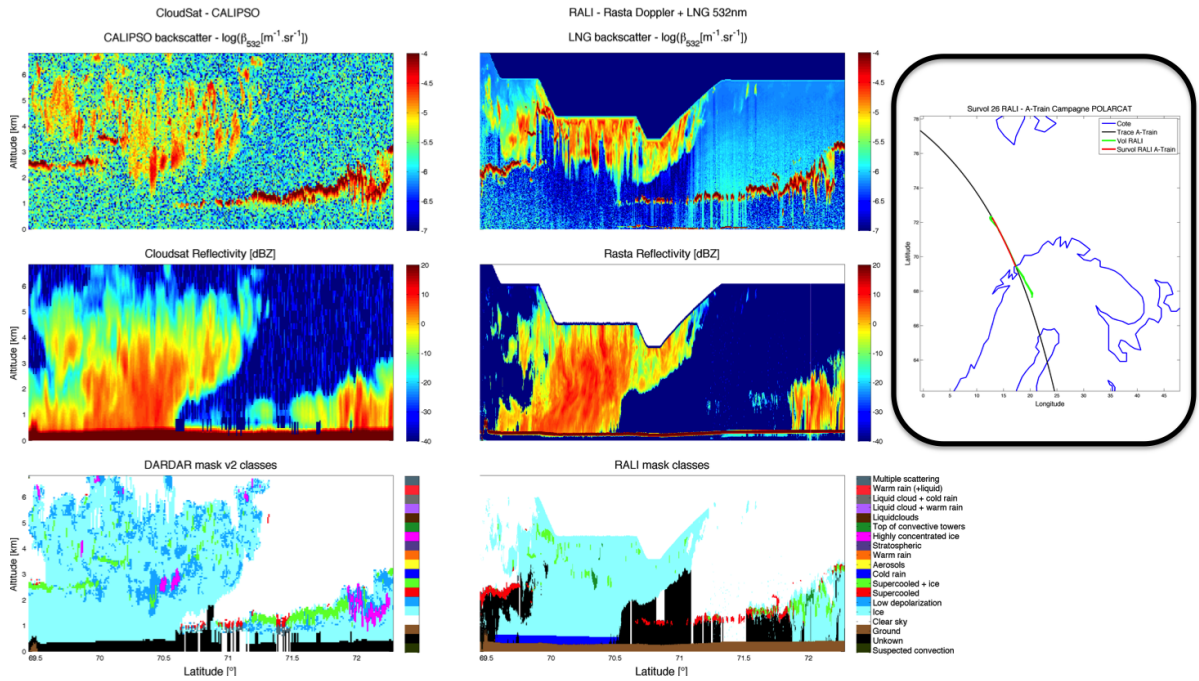


FIGURE III.21 – Identique que la Figure III.20 pour le survol 26 RALI – A-train Campagne POLARCAT

Le survol de la Figure III.21 n'avait pas été sélectionné pour imager l'adaptation à RALI lors de la rédaction de l'article faute d'espace disponible. Dans ce cas d'étude, de la même manière que dans le cas précédent, la couche de basse altitude (entre 1 km et 2

km) entre 71.4° et 72° était classée comme glace en forte concentration avec la méthode de la version de l'article, mais est maintenant classée comme eau surfondue + glace ce qui est plus cohérent avec la version aéroportée de la classification.

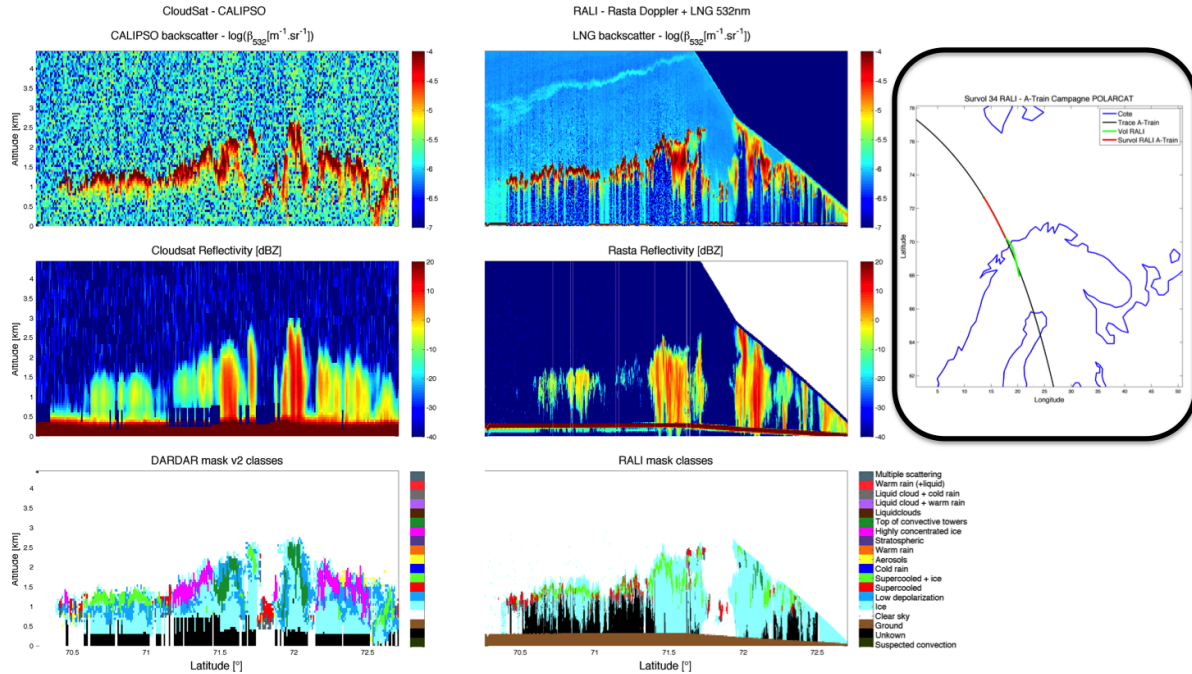


FIGURE III.22 – Identique que la Figure III.20 pour le survol 34 RALI – A-train Campagne POLARCAT

Sur le survol de la Figure III.22 qui est présenté également dans l'article le faible signal qui semble correspondre à des aérosols entre 3 km et 4 km de 70° à 71.5° et à faible altitude (inférieure à 1 km) entre 70° et 70.5° n'est plus sélectionné. N'ayant pas de méthode pour discriminer les aérosols des nuages, ce faible signal est pour l'instant laissé de côté pour n'afficher que les nuages.

Cette figure met en évidence des changements de classification suite aux modifications et corrections de l'algorithme. En effet, aux alentours de 71.6° et 72° , dans la classification spatiale, les couches étaient classées comme "glace en forte concentration" alors qu'elles semblent très nettement appartenir à des tourelles convectives. La correction sur la sélection de tours convectives décrite précédemment a permis de corriger ce type d'erreurs.

On remarque qu'il reste tout de même des différences entre les classifications spatiales et aéroportées entre 71° et 71.5° , mais il est important de remarquer que dans cette zone RASTA et CloudSat n'observent pas la même chose, ce qui peut être dû à un problème de collocalisation spatiale ou temporelle.

Conclusion

Nous avons montré dans cette partie que la nouvelle méthode de classification des hydrométéores DARDAR-MASK v2 présentait un certain nombre d'améliorations par rapport à la version 1. De plus, elle a l'avantage d'être assez facilement transposable à d'autres instruments donc en conséquence à EarthCARE : l'adaptation a pu être

réalisée grâce au simulateur RALI en configuration CloudSat / CALIPSO ainsi qu'en configuration EarthCARE.

Les résultats de la catégorisation de la version 2 étant différents de ceux de DARDAR-MASK v1.1.4, les études réalisées à partir de DARDAR-MASK v1.1.4 pourraient être amenées à produire des résultats différents avec la nouvelle version. Cette différence a été étudiée pour l'occurrence de l'eau surfondue en arctique et est détaillée dans un article en cours de finalisation [Mioche et al., 2014]. La différence entre les deux versions aura également un impact sur les restitutions des propriétés microphysiques des nuages de glace DARDAR-CLOUD.

Quatrième partie

Evolution des restitutions de propriétés microphysiques des nuages de glace DARDAR-CLOUD

Sommaire

1	Rappel sur les problèmes inverses	88
1.1	Les problèmes inverses	88
1.2	L'optimisation	89
1.3	Contenu en information	91
2	Le produit DARDAR-CLOUD	91
2.1	La méthode variationnelle de DARDAR-CLOUD	92
2.2	Le modèle direct	94
2.3	Erreur sur les restitutions	98
3	Comparaison du code de transfert radiatif de DARDAR avec RTTOV	99
3.1	Présentation de RTTOV et paramétrisation pour les profils nuageux	99
3.2	Comparaison des températures de brillance de DARDAR et RTTOV	101
4	Evolution du produit DARDAR-CLOUD	106
4.1	Nouvelle version de DARDAR-CLOUD	106
4.2	Comparaison entre DARDAR-CLOUD v2.1.1 et la nouvelle version .	108
4.2.1	Impact de la nouvelle classification DARDAR-MASK sur les restitutions d'IWC	108
4.2.2	Evolution des restitutions d'IWC suite aux améliorations de DARDAR-MASK, du modèle direct et des a priori	109
4.3	Impact de la nouvelle configuration microphysique sur les restitutions	112
4.3.1	Impact de la nouvelle configuration microphysique sur le rapport lidar	112
4.3.2	Impact de la nouvelle configuration microphysique sur le contenu en glace	114
4.3.3	Impact de la nouvelle configuration microphysique sur les simulations de TB	116
5	Adaptation de DARDAR-CLOUD aux mesures des campagnes RALI	117

Une partie de ce travail de thèse a également consisté en l'amélioration, la validation et l'étude des restitutions des propriétés microphysiques des nuages de glace du produit DARDAR-CLOUD.

La première étape pour l'amélioration de ces restitutions a été de créer une nouvelle version pour le produit DARDAR-MASK, ce qui a été présenté dans la partie précédente. La nouvelle version a l'avantage, à la fois d'améliorer le produit, mais également de le rendre plus facilement adaptable aux données d'EarthCARE. L'utilisation de cette nouvelle classification dans l'algorithme de restitution peut augmenter la qualité de ses résultats car elle inclut moins de pixels de bruit.

De plus, outre la classification, d'autres paramètres de la méthode de restitution ont changé depuis la dernière version en ligne de DARDAR-CLOUD (version 2.1.1). Ces changements, qui sont supposés améliorer les résultats, sont présentés dans cette quatrième partie après un bref rappel sur les problèmes inverses et les bases de la méthode de restitution DARDAR-CLOUD. Les résultats de l'adaption de la méthode de restitution aux données aéroportées RALI seront également présentés.

1 Rappel sur les problèmes inverses

1.1 Les problèmes inverses

Un problème inverse est l'inverse du problème direct consistant à déduire les effets d'un phénomène à partir des causes. Un problème inverse consiste donc à déterminer les causes en observant les effets. Les problèmes inverses sont très fréquents et présents dans de nombreux domaines scientifiques. En sciences de l'atmosphère, ils consistent à obtenir un état de l'atmosphère à partir de mesures in-situ ou de télédétection active [Delanoë and Hogan, 2008] et passive [Eyre, 1989, Watts et al., 2011, Sourdeval, 2012]. Les problèmes inverses s'écrivent sous la forme $\mathbf{y} = H(\mathbf{x})$ avec \mathbf{y} le vecteur d'observations, \mathbf{x} le vecteur des paramètres à restituer (que l'on appelle vecteur d'état) et H le modèle direct reliant les deux vecteurs. Une bonne connaissance du modèle direct est donc une des conditions nécessaires pour pouvoir résoudre un problème inverse.

L'opérateur H n'est en général pas inversible, on ne peut donc pas obtenir directement \mathbf{x} à partir de \mathbf{y} et H .

En physique de l'atmosphère ces problèmes sont souvent résolus avec une approche probabiliste par méthode d'estimation optimale (ou encore méthode variationnelle bayésienne) pour obtenir le \mathbf{x} le plus probable compte tenu des observations \mathbf{y} . Cette méthode repose sur le théorème de Bayes sur les probabilités conditionnelles. On cherche donc à trouver le $\hat{\mathbf{x}}$ qui maximise la probabilité de \mathbf{x} sachant \mathbf{y} ($P(\mathbf{x}|\mathbf{y})$) compte tenu des erreurs sur le modèle, des observations et des informations a priori que l'on peut avoir sur le vecteur d'état. Le théorème de Bayes donne l'équation IV.1 :

$$P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = \frac{P(\mathbf{y}|\mathbf{x})P(\mathbf{x})}{P(\mathbf{y})} \quad (\text{IV.1})$$

Considérant l'hypothèse (très forte mais non détaillée ici) de probabilités gaussiennes,

les probabilités intervenant dans l'équation IV.1 peuvent se mettre sous la forme des équations IV.2 et IV.3 :

$$P(\mathbf{y}|\mathbf{x}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))\right] \quad (\text{IV.2})$$

$$P(\mathbf{x}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)\right] \quad (\text{IV.3})$$

avec $\mathbf{y} - H(\mathbf{x})$ les écarts entre les observations et les simulations et $\mathbf{x} - \mathbf{x}_a$ les écarts entre le vecteur d'état calculé et le vecteur d'état a priori. \mathbf{R} est la matrice de covariances d'erreurs sur les observations et le modèle direct et \mathbf{B} la matrice de covariances d'erreurs sur les informations a priori. Les éléments non diagonaux de ces matrices traduisent la corrélation entre les erreurs.

$P(\mathbf{y})$ étant une constante, ce que l'on cherchera au final à maximiser est $P(\mathbf{x}|\mathbf{y})$ selon l'équation IV.4 (en remplaçant les équations IV.2 et IV.3 dans IV.1).

$$P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) \propto \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))\right] \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)\right] \quad (\text{IV.4})$$

ce qui revient à minimiser ce que l'on nommera la fonction coût J décrite par l'équation IV.5 :

$$2J = \delta \mathbf{y}^T \mathbf{R}^{-1} \delta \mathbf{y} + \delta \mathbf{x}_a^T \mathbf{B}^{-1} \delta \mathbf{x}_a \quad (\text{IV.5})$$

avec $\delta \mathbf{y} = \mathbf{y} - H(\mathbf{x})$ et $\delta \mathbf{x}_a = \mathbf{x} - \mathbf{x}_a$.

Minimiser une fonction coût relève du domaine de l'optimisation.

1.2 L'optimisation

Pour minimiser une fonction coût, il existe des méthodes locales et des méthodes globales. Les méthodes locales cherchent les points d'annulation du gradient de la fonction coût par itération pour converger vers une solution probable. Le risque est de converger vers un minimum local car la fonction coût est rarement convexe. Les méthodes globales, elles, cherchent le minimum absolu de la fonction coût en explorant tout l'espace des paramètres. Ces méthodes sont donc très coûteuses et sont plus adaptées à des problèmes faisant intervenir peu de paramètres.

En physique de l'atmosphère les problèmes inverses font intervenir beaucoup de paramètres. C'est pourquoi seules les méthodes locales non linéaires, couramment utilisées dans ce domaine, seront présentées, et plus précisément celles que l'on peut envisager d'utiliser pour obtenir les restitutions de propriétés microphysiques de nuages de glace DARDAR-CLOUD.

La méthode de Newton consiste à décomposer la fonction coût J non linéaire en une approximation en développement limité au second ordre autour de la valeur du vecteur

d'état à l'itération k , \mathbf{x}_k . [Rodgers, 2000] montre que la nouvelle estimation du vecteur d'état en $k + 1$, \mathbf{x}_{k+1} est la solution des moindres carrés linéaires jusqu'à convergence.

Le développement limité de la fonction coût donne :

$$J(\mathbf{x}) = J(\mathbf{x}_k) + J'(\mathbf{x}_k)(\mathbf{x} - \mathbf{x}_k) + 1/2 J''(\mathbf{x}_k)(\mathbf{x} - \mathbf{x}_k)^2 \quad (\text{IV.6})$$

Le nouveau vecteur d'état \mathbf{x}_{k+1} s'obtient en annulant la dérivée de J selon l'équation IV.7 :

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + J'(\mathbf{x}_k)/J''(\mathbf{x}_k) \quad (\text{IV.7})$$

Avec la fonction coût de l'équation IV.5 établie dans la partie précédente, la dérivée de J se met sous la forme :

$$\nabla_{\mathbf{x}} 2J = \mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \delta \mathbf{y} + \mathbf{B}^{-1} \delta \mathbf{x}_a \quad (\text{IV.8})$$

avec \mathbf{K} le Jacobien, c'est-à-dire la matrice des dérivées partielles des observations par rapport aux paramètres du vecteur d'état.

La dérivée seconde $J''(\mathbf{x}_k)$ s'obtient en dérivant la dérivée de J de l'équation IV.8, ce qui donne :

$$\nabla_{\mathbf{x}} \nabla_{\mathbf{x}} 2J = \mathbf{A} = \mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{K} - \nabla_{\mathbf{x}} \mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \delta \mathbf{y} + \mathbf{B}^{-1} \quad (\text{IV.9})$$

avec la matrice \mathbf{A} qui est la dérivée seconde de la fonction coût est la matrice hessienne. $\nabla_{\mathbf{x}} \mathbf{K}$ est la dérivée seconde du modèle direct et le principe de la méthode de Gauss-Newton consiste à négliger ce terme [Rodgers, 2000], ce qui revient à écrire, en substituant les équations IV.8 et IV.9 dans l'équation IV.7 :

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + \mathbf{A}^{-1} [\mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \delta \mathbf{y} + \mathbf{B}^{-1} \delta \mathbf{x}_a] \quad (\text{IV.10})$$

avec $\mathbf{A} = \mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{B}^{-1}$.

L'algorithme de Levenberg-Marquardt est une autre méthode d'optimisation et est dérivé de l'algorithme de Gauss-Newton. Il permet de converger plus rapidement en utilisant un facteur multiplicatif aidant à adapter le pas de descente en fonction de la distance à la solution.

Les itérations de Levenberg-Marquardt se mettent sous la même forme que pour Gauss-Newton sauf que le Hessien devient [Rodgers, 2000] :

$$\mathbf{A} = \mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{K} + (1 + \gamma) \mathbf{B}^{-1} \quad (\text{IV.11})$$

A chaque itération le facteur γ est adapté selon les variation de J [Fletcher, 1971].

La matrice de covariances des états a posteriori se calcule à partir des matrices de covariances \mathbf{R} et \mathbf{B} par l'équation IV.12 :

$$\mathbf{S}_x = (\mathbf{K}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{B}^{-1})^{-1} \quad (\text{IV.12})$$

L'ajout de nouvelles observations pour contraindre l'algorithme variationnel peut tendre à une amélioration des restitutions si tant est que les informations contenues dans les nouvelles observations ne soient pas redondantes avec celles déjà utilisées. Pour cela, la théorie du contenu en information [Shannon, 1949] est utile pour étudier l'information contenue dans chaque observation pour restituer chaque paramètre du vecteur d'état.

1.3 Contenu en information

La théorie du contenu en information développé par [Shannon, 1949] repose sur l'étude de l'entropie (notée S) d'une densité de probabilité. L'entropie, dans le cadre de la théorie de l'information, se met sous la forme [Rodgers, 2000] :

$$S = - \sum_i (p_i \log_2 p_i) \text{ par analogie avec l'entropie thermodynamique.}$$

L'information contenue dans une mesure est $H = S(P_1) - S(P_2)$ avec P_1 l'information avant les observations (donc la connaissance a priori du système) et P_2 ce que l'on sait après que les mesures aient été faites soit $P(\mathbf{x}|\mathbf{y})$. Ces informations P_1 et P_2 sont décrites par les matrices de covariances sur les états a priori et a posteriori.

La définition des matrices de covariances est donc une étape primordiale dans l'étude de l'information contenue dans les mesures. Cette théorie est très utilisée dans le cas des méthodes de restitution utilisant seulement les radiomètres [Cooper et al., 2006, Sourdeval, 2012], mais est beaucoup plus complexe à mettre en application lors de l'utilisation de mesures actives et passives simultanées car les matrices de covariances d'observations radar, lidar et radiomètre sont difficiles à déterminer avec exactitude. Il est difficile de quantifier les corrélations entre les erreurs de différents instruments car les radiomètres donnent des informations intégrées sur la colonne atmosphérique alors les deux instruments actifs apportent des informations sur la verticale (mais à des altitudes différentes). C'est pour cette raison que dans le cadre de cette thèse il a semblé plus judicieux de ne pas chercher à utiliser la théorie du contenu en information mais plutôt procéder à différents tests et étudier les résultats et leurs différences pour comprendre l'influence de chaque instrument sur les restitutions. Ceci sera abordé dans la cinquième partie. Néanmoins un travail approfondi sur le contenu en information dans le cadre de la synergie radar, lidar et radiomètre serait très intéressant à mettre en place et pourrait à lui seul faire l'objet d'une thèse.

2 Le produit DARDAR-CLOUD

Dans ce chapitre, le produit DARDAR-CLOUD est présenté. Dans un premier temps, la méthode de restitution puis dans un second temps, le modèle direct sont rapidement décrits. Certains éléments du modèle direct ont toutefois été modifiés depuis la parution de la version 2.1.1 de DARDAR-CLOUD au centre de données Icare, mais la nouvelle version n'est à l'heure actuelle toujours pas disponible. Le sujet de la modification de ces paramètres et de leur impact sur les restitutions DARDAR-CLOUD est abordé dans le chapitre 4 de cette partie "Evolution du produit DARDAR-CLOUD".

2.1 La méthode variationnelle de DARDAR-CLOUD

Obtenir les propriétés microphysiques clés décrites en début de cette thèse, grâce aux mesures radar et lidar de CloudSat et CALIPSO est un problème inverse. Le problème direct est : un volume dont les propriétés microphysiques sont P_{vol} sous les conditions thermodynamiques T_{vol} aura une réflectivité radar de Z_{vol} et rétrodiffusera β_{vol} dans la longueur d'onde du lidar. La cause est la composition microphysique du nuage et les effets sont les observations.

On cherche donc à obtenir les variables d'intérêt pour les nuages de glace, IWC et α_v (r_e en découlant directement) qui, en entrée du modèle direct, produisent le moins d'écart aux observations. Ceci revient à résoudre un problème inverse par méthode variationnelle comme décrit dans le chapitre précédent.

L'avantage de DARDAR-CLOUD par rapport à d'autres algorithmes de restitution synergiques est qu'il fournit des restitutions également dans les zones où un seul des instruments détecte les cristaux de glace. Initialement, cet algorithme de restitutions a été mis en place en 2007 pour des données radar, lidar et radiomètre de sol ou spatiales (à l'aide d'un simulateur) par [Delanoë and Hogan, 2008]. La méthode variationnelle utilisée y est amplement décrite. Cette méthode a ensuite été adaptée aux données de l'A-Train et les résultats sont présentés dans [Delanoë and Hogan, 2010].

L'algorithme de restitution nécessite en entrée les informations contenues dans le fichier de DARDAR-MASK c'est-à-dire la classification, les mesures radar, lidar et radiomètre et leurs erreurs correspondantes, l'état thermodynamique de l'atmosphère et de la surface provenant de l'ECMWF, les informations sur les instruments (longueurs d'onde, altitude, champs de vision), la localisation des profils, et toutes les autres informations nécessaires en entrée de l'algorithme de restitutions. Ce programme restitue IWC , r_e , α_v , τ l'épaisseur optique, N_0^* le facteur de normalisation de la concentration de la DDP (déjà abordé dans le chapitre II.4.1.1 sur la DDP) et S le rapport lidar (ces paramètres seront plus amplement détaillés dans le chapitre suivant). Il fournit également les mesures simulées à la dernière itération, la rétrodiffusion β_{fwd} , la réflectivité Z_{fwd} et les radiances IR I_{fwd} .

Vecteur d'état et vecteur d'observations

Contrairement à la classification qui traite les données radar et lidar par images, les restitutions se font profil par profil. Le vecteur d'état \mathbf{x} contient les paramètres qui permettent de simuler les mesures radar et lidar à l'aide du modèle direct en chaque porte de détection de nuage de glace. Les portes situées sous de l'eau liquide ne sont pas sélectionnées dans le cas du lidar car la rétrodiffusion n'y est plus représentative de la microphysique du volume considéré du fait de son atténuation. La sélection des portes où les mesures seront inversées pour obtenir des restitutions se fait grâce à la classification DARDAR-MASK.

[Delanoë and Hogan, 2008] incluent l'extinction visible α_v et le rapport lidar S dans le vecteur d'état car ils sont reliés à la mesure lidar. En effet, dans le cas le plus simple, sans prendre en compte la diffusion multiple ni la diffusion moléculaire $\beta_{att} = \beta \exp[-2 \int \alpha_v]$ avec $\beta = \alpha_v / S$. Le vecteur d'état se compose de α_v pour chaque porte de nuage de glace et de S pour les portes détectées par le lidar.

Le dernier élément à inclure dans le vecteur d'état serait N_0^* , le facteur

de normalisation de la concentration, car comme le montre [Delanoë et al., 2005, Delanoë et al., 2014] il existe une relation presque unique entre α_v/N_0^* et les variables (intensives ou extensives) décrivant la physique du nuage.

Cependant [Delanoë and Hogan, 2008] incluent dans le vecteur d'état le paramètre N'_0 en chaque porte de détection plutôt que N_0^* car N'_0 , qui est dérivé de N_0^* et de α_v par la relation $N'_0 = N_0^*/\alpha_v^c$, avec c un facteur à déterminer, possède un bon a priori en fonction de la température indépendamment du contenu en glace [Delanoë and Hogan, 2008].

Pour réduire le temps de calcul N'_0 n'est en pratique pas décrit pour chaque porte mais est plutôt représenté par une série de fonctions de base spline cubique [Delanoë and Hogan, 2008]. Cela permet aussi de garantir un lissage des résultats entre chaque porte et éviter que le bruit de la mesure lidar ne se répercute dans les restitutions.

Le vecteur d'observation \mathbf{y} contient la rétrodiffusion β pour toutes les portes lidar et quelques portes en dessous du nuage pour avoir une idée du retour moléculaire. Utiliser ce signal moléculaire aide à contraindre la restitution de l'épaisseur optique [Young, 1995]. En effet, comparer le signal moléculaire mesuré à celui qu'il aurait été en l'absence de nuage donne une information sur l'épaisseur optique du nuage considéré. Le vecteur d'observations contient également la réflectivité Z pour les portes radar. On peut envisager d'inclure I_λ et ΔI respectivement les mesures intégrées de radiomètre à la longueur d'onde λ et les différences de radiance entre deux longueurs d'onde dans le vecteur d'observations mais ceci n'est pas le cas dans la dernière version en date de DARDAR-CLOUD.

Estimation optimale

Le modèle direct (détaillé ensuite) est appliqué à l'estimation initiale du vecteur d'état, en sortie duquel on obtient un premier vecteur d'observation estimé.

On cherche à obtenir le vecteur d'état pour lequel il y a le moins de différences entre les simulations obtenues à partir du modèle direct et les observations tout en restant dans la marge d'incertitude attribuée au vecteur d'état a priori \mathbf{x}_a . Ceci se fait par minimisation de la fonction coût J par la méthode de Gauss-Newton. Les itérations sont répétées jusqu'à convergence. La fonction coût est identique à celle de l'équation IV.5 sauf qu'un terme supplémentaire y est rajouté, la matrice de Twomey-Tikhonov \mathbf{T} qui permet d'éviter que le vecteur d'état ne soit perturbé par le mouvement du bruit aléatoire de β , de la même manière que les fonctions de bases décrivant N'_0 . J s'écrit alors [Rodgers, 2000] :

$$2J = \delta\mathbf{y}^T \mathbf{R}^{-1} \delta\mathbf{y} + \delta\mathbf{x}_a^T \mathbf{B}^{-1} \delta\mathbf{x}_a + \mathbf{x}^T \mathbf{T} \mathbf{x} \quad (\text{IV.13})$$

Avec la méthode de Gauss-Newton, en ajoutant la matrice \mathbf{T} à l'équation IV.10, le nouveau vecteur d'état se met sous la forme de l'équation IV.14 :

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + \mathbf{A}^{-1} [\mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \delta\mathbf{y} - \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_k - \mathbf{x}_a) - \mathbf{T} \mathbf{x}_k] \quad (\text{IV.14})$$

avec \mathbf{H} la matrice jacobienne et \mathbf{A} la matrice hessienne $\mathbf{A} = \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} + \mathbf{B}^{-1} + \mathbf{T}$.

Les matrices de covariances jouent un rôle très important dans la résolution du problème car elles pondèrent les influences de chaque paramètre. La matrice de covariances

\mathbf{R} est supposée diagonale c'est-à-dire que l'on suppose les erreurs non spatialement corrélées. Cette hypothèse semble assez cohérente pour la corrélation des mesures de Z et β ; les instruments n'étant pas sur la même plateforme les erreurs sur les mesures sont donc indépendantes. Cette hypothèse semble également valable pour la décorrélation des erreurs sur les mesures et des erreurs sur le modèle direct. Mais, cette hypothèse pourrait être discutée pour la corrélation des erreurs sur β selon la verticale; en effet du fait de l'atténuation du signal lidar, l'erreur de β à une altitude est liée à l'erreur de β aux altitudes supérieures. De plus, comme le modèle direct utilise les mêmes données auxiliaires pour simuler les observations, ses erreurs peuvent être corrélées. La version actuelle de DARDAR est cependant construite en supposant ces erreurs décorrelées. Les erreurs sur le modèle et sur les mesures sont décrites dans [Delanoë and Hogan, 2010].

La matrice de covariances \mathbf{B} , représentative de l'incertitude sur les a priori, n'est quant à elle, pas diagonale. L'utilisation des éléments non diagonaux de \mathbf{B} permettent de propager l'information des zones synergiques où les observations ont plus de poids que les informations a priori aux zones où seul un instrument est disponible. A mesure que l'on s'éloigne des zones synergiques, les erreurs sur les informations a priori vont décroître pour laisser l'a priori avoir de plus en plus d'impact sur les restitutions.

La séquence des opérations pour résoudre ce problème inverse est bien schématisé sur la Figure 1 de [Delanoë and Hogan, 2008] avec le modèle direct dans l'encadré pointillé.

2.2 Le modèle direct

Le modèle direct permet de passer du vecteur d'état au vecteur d'observations. Il est basé sur la création d'une LUT (LookUp Tables) qui relie α_v/N_0^* à toutes variables intensives ou extensives décrivant la microphysique du nuage à partir desquelles sont simulées les observations.

La LUT

La technique de création de la LUT est décrite dans [Delanoë and Hogan, 2008]. Rappelons cependant que pour créer cette LUT, pour un large spectre de valeurs de D_m , le facteur de normalisation du diamètre des particules, sont calculées les valeurs de N_0^* , les paramètres nécessaires à la simulation des mesures de télédétection (ceux-ci seront abordés dans la description des modèles directs en suivant) ainsi que des paramètres à restituer (IWC). Ceci nécessite cependant l'hypothèse d'un modèle microphysique, comme la forme de la DDP ainsi que la loi reliant la masse et l'aire des particules à leur diamètre. Depuis la version 2.1.1, la forme de la DDP a été ajustée à l'aide d'une base de données microphysique plus importante [Delanoë et al., 2014].

Il est rapporté que la masse suit une loi de puissance du type $M = xD^y$ où le préfacteur x et l'exposant y sont à déterminer. Plusieurs lois de masse-diamètre ont été décrites dans la littérature [Brown and Francis, 1995, Mitchell, 1996, Heymsfield et al., 2010, Fontaine et al., 2014] pour des types de nuages différents : ou bien la loi tend à être cohérente pour tous types de nuages ou bien elle est spécifique à un type en particulier. Chacune de ces loi a été obtenue à l'aide de données microphysiques in-situ provenant de campagnes différentes.

Pour DARDAR-CLOUD, plutôt que d'utiliser une loi différente suivant le type

de nuage considéré, la même loi de masse-diamètre décrit le modèle microphysique pour tous les nuages. Cette loi doit alors représenter un bon compromis entre tous les types de nuages contenant tous types de cristaux, présents à toutes les latitudes, altitudes, températures et saisons. Dans DARDAR-CLOUD v2.1.1 un mélange des lois de [Brown and Francis, 1995] et [Mitchell, 1996] a été utilisé, notée dans la suite de la thèse “BFM”.

D’autres lois sont envisageables et l’impact du choix de la loi sera amplement étudié dans la cinquième partie. Bien sûr, comme évoqué précédemment, il serait aussi envisageable d’utiliser une loi de masse-diamètre différente et spécifique au type de nuage où se fait la restitution, mais ceci peut se révéler compliqué dans les cas multicouches et peut également poser un problème de continuité de restitution entre les nuages.

Les informations a priori

Le vecteur d’état nécessite une information a priori qui, jointe à ses erreurs, représente l’espace des vecteurs d’état probables. Le vecteur d’état doit donc rester dans la marge d’incertitude du vecteur a priori, représenté par la matrice \mathbf{B} , étant plus faible quand seulement un des instruments est disponible.

En pratique, seules des informations a priori sur N'_0 et sur S sont nécessaires [Delanoë and Hogan, 2008]. Les a priori sur N'_0 sont calculés à partir de bases de données in situ, souvent les mêmes utilisées pour obtenir les lois de masse-diamètre $M(D)$. Plus les bases de données sont importantes et incluent différents types de nuages, plus l’a priori calculé peut représenter un compromis valable pour toutes les situations nuageuses.

Comme déjà mentionné, l’a priori sur le paramètre N'_0 a l’avantage d’être indépendant du contenu en glace. L’a priori de N'_0 se met sous la forme $\ln(N'_0) = a - bT$ avec les coefficients a et b à calculer en fonction de la $M(D)$ utilisée. Ces coefficients ont changé depuis la version 2.1.1 de DARDAR-CLOUD et ont été calculés à partir d’une base de données plus importante [Heymsfield et al., 2010] ce qui devrait améliorer les résultats.

De plus N'_0 et N_0^* sont reliés par la formule $N'_0 = N_0^*/\alpha_v^c$. Le coefficient c a également été mis à jour dans la nouvelle version [Delanoë et al., 2014]. Les coefficients a , b et c , de la nouvelle version ainsi que ceux utilisés dans DARDAR-CLOUD v2.1.1 sont recensés dans le Tableau IV.1.

	a	b	c
DARDAR v2.1.1	28.753992	0.081859	1.45
Nouveaux coefficients	25.893564	0.090536	1.10

TABLEAU IV.1: Coefficients a priori de N'_0 ($\ln(N'_0) = \ln(N_0^*/\alpha_v^c) = a - bT$) pour la loi $M(D)$ BFM utilisés dans DARDAR-CLOUD v2.1.1 et obtenus à partir de la base de données décrite dans [Heymsfield et al., 2010].

L’information a priori du rapport lidar suivait la relation $\ln(S) = -0.0237T + 2.7765$ dérivée de [Platt et al., 2002] mais celle-ci a été affinée pour éviter que S n’atteigne de trop fortes valeurs aux températures les plus froides. Les études sur le sujet rapportent que le rapport lidar n’excède pas 50 [Platt et al., 1987, Chen et al., 2002], or avec l’ancienne relation a priori les valeurs pouvaient monter jusqu’à 120. Le nouvel a priori sur

S a été obtenu en extrapolant les restitutions de S obtenues dans les zones synergiques de radar et lidar. Le coefficient de pente de la relation a priori sur $\ln(S)$ a ainsi été modifié et l'a priori sur S dans la nouvelle version est $\ln(S) = -0.015T + 2.7765$.

Les erreurs sur les a priori inclus dans la matrice de covariance \mathbf{B} sont obtenues en déterminant la variabilité des distributions de $\ln(S)$ et $\ln(N'_0)$ en fonction de la température.

Les modèles directs

Radar

La LUT décrite précédemment est utilisée dans le modèle direct du radar pour déduire Z à partir de α_v et N_0^* . Lors de la création de la LUT, pour passer de α_v/N_0^* à Z/N_0^* , la réflectivité radar est calculée en utilisant la théorie de Mie dans DARDAR-CLOUD v2.1.1. Cependant, ce modèle direct est toujours en cours d'amélioration depuis la version 2.1.1 pour réussir à simuler la réflectivité provenant de petites particules ainsi que celle provenant de plus grosses particules. Comme on l'a vu précédemment avec l'équation II.11, la réflectivité radar peut se mettre sous la forme

$$Z = \int N(D)\sigma(D)dD \quad (\text{IV.15})$$

Pour simuler la section efficace d'extinction $\sigma(D)$ pour les petites particules (par rapport à la longueur d'onde du radar) la théorie de Rayleigh intervient et $\sigma(D) \propto D^6$.

Dans le cas de plus grosses particules, plusieurs techniques peuvent être utilisées pour simuler $\sigma(D)$ suivant la forme supposée des particules. Si l'on suppose les particules sphériques, la théorie de Mie est utilisée ; si l'on suppose les particules sphéroïdes, la T-matrix est utilisée (un coefficient d'aplatissement est alors nécessaire pour décrire la forme des particules). Enfin, les particules peuvent être supposées sous forme de dipôles, alors la technique DDA (Discrete Dipole Approach) est utilisée.

Comme on le voit, plusieurs techniques sont envisageables pour obtenir Z à partir de α_v et N_0^* . Nous verrons dans le chapitre sur l'évolution de DARDAR comment la nouvelle modélisation de l'interaction entre les ondes radar et les particules, entre autres, affecte les restitutions d'IWC.

Lidar

Le modèle direct du lidar est régi par l'équation II.13 présentée précédemment que l'on peut réécrire :

$$\beta_{att} = f(\alpha_v, S) \quad (\text{IV.16})$$

A ce modèle, il faut néanmoins rajouter un modèle de diffusion multiple [Hogan, 2006] qui nécessite en entrée les valeurs de S , α_v et r_a le "rayon aire-équivalente". r_a est le rayon d'une sphère avec la même section efficace que la moyenne de la distribution ; ce paramètre s'obtient grâce à la LUT décrite précédemment dans ce chapitre, ainsi qu'à des paramètres liés à l'instrument CALIOP.

Radiomètre IR

La LUT permet également pour une longueur d'onde λ d'obtenir à partir de α_v et N_0^* le coefficient d'extinction α_λ , l'albédo de diffusion simple w_λ et le facteur d'asymétrie g_λ . Ces coefficients sont obtenus à partir de la base de données de [Baran, 2003] qui fait l'hypothèse de cristaux formés d'agrégats.

Ces valeurs, obtenues à partir de α_v/N_0^* , servent à calculer les radiances (ou les températures de brillance) mesurées au sommet de l'atmosphère à l'aide d'un modèle de transfert radiatif utilisant la technique "two stream source function" de [Toon et al., 1989]. Les radiances sont calculées selon l'équation IV.17 dans la direction de visée du satellite notée μ .

$$\mu \frac{dI(\delta, \mu)}{d\delta} = I(\delta, \mu) - c^+ F^+(\delta) - c^- F^-(\delta) - (1 - w_\lambda) B \quad (\text{IV.17})$$

avec B la fonction de Planck, δ l'épaisseur optique, $I(\delta, \mu)$ la radiance dans la direction μ , F^+ et F^- les flux respectivement ascendant et descendant. Ces flux sont estimés par la méthode décrite dans [Fu et al., 1997], c'est-à-dire considérés comme des radiances dans la direction μ_1 avec $\mu_1 = 1/1.66$ pour le transfert radiatif IR. Les coefficients c^+ et c^- sont obtenus, en utilisant la fonction de phase de [Fu et al., 1997], par $c^\pm = w_\lambda(1 \pm 3g_\lambda\mu\mu_1)/2\pi$.

La radiance au sommet de l'atmosphère, donc $I(0, \mu)$, est obtenue en intégrant $\mu \frac{dI(\delta, \mu)}{d\delta}$ sur toute la colonne atmosphérique.

La description du modèle de transfert radiatif utilisé dans DARDAR est plus approfondie dans [Delanoë and Hogan, 2008].

Les longueurs d'ondes utilisées dans l'IR pour l'étude des nuages sont aux alentours de $8 \mu m$, $10 \mu m$ et $12 \mu m$ [Cooper et al., 2006, Garnier et al., 2012, Garnier et al., 2013, Guignard et al., 2012]. L'instrument IIR mesure des températures de brillance (TB) à des longueurs d'onde proches de celles-ci : le canal 1 est à $8.65 \mu m$, le canal 2 à $10.6 \mu m$ et le canal 3 à $12.05 \mu m$. MODIS acquiert aussi des données dans ces longueurs d'onde : le canal 29 est à $8.55 \mu m$, le canal 31 est à $11.03 \mu m$ et le canal 32 est à $12.02 \mu m$.

L'émissivité de surface ϵ peut avoir une forte influence sur le calcul des TB au sommet de l'atmosphère, principalement dans le cas de nuages optiquement fins. Il est donc important d'utiliser des valeurs cohérentes pour pouvoir utiliser les informations de radiométrie sur tout le globe. Dans la version 2.1.1 de DARDAR-CLOUD la valeur par défaut de $\epsilon = 0.98$ était appliquée partout. Cette valeur est valable sur les océans mais il n'en est pas de même sur la terre en particulier pour la longueur d'onde proche de $8 \mu m$. Autour de $8 \mu m$, l'émissivité de surface peut descendre jusqu'à $\epsilon = 0.70$ au dessus des zones désertiques. Pour les longueurs d'ondes de $10 \mu m$ et $12 \mu m$, l'émissivité ne descend pas en dessous de $\epsilon = 0.93$. Dans la version améliorée de DARDAR, les atlas d'émissivité de surface terrestre utilisés dans RTTOV (Radiative Transfer for TIROS (Television Infrared Observation Satellite) Operational Vertical Sounder) et développés par [Borbias and Ruston, 2010] sont utilisés. Ceci permet d'avoir une plus grande confiance dans les TB calculées par DARDAR même au dessus des terres. En procédant à des tests au dessus de la zone saharienne on remarque qu'utiliser la valeur par défaut de $\epsilon = 0.98$ plutôt que d'utiliser la valeur de l'atlas d'émissivité engendre des différences de TB jusqu'à 10 K. Il est donc très important d'avoir des émissivités de

surface correctes ainsi qu'un bon modèle de transfert radiatif pour obtenir des TB simulées représentatives des restitutions microphysiques obtenues. Ceci peut permettre de vérifier la cohérence des restitutions en comparant les TB simulées aux TB observées comme présenté sur la Figure IV.1. En effet les TB observées par MODIS ou IIR sont des mesures indépendantes qui permettent de réaliser une validation des restitutions.

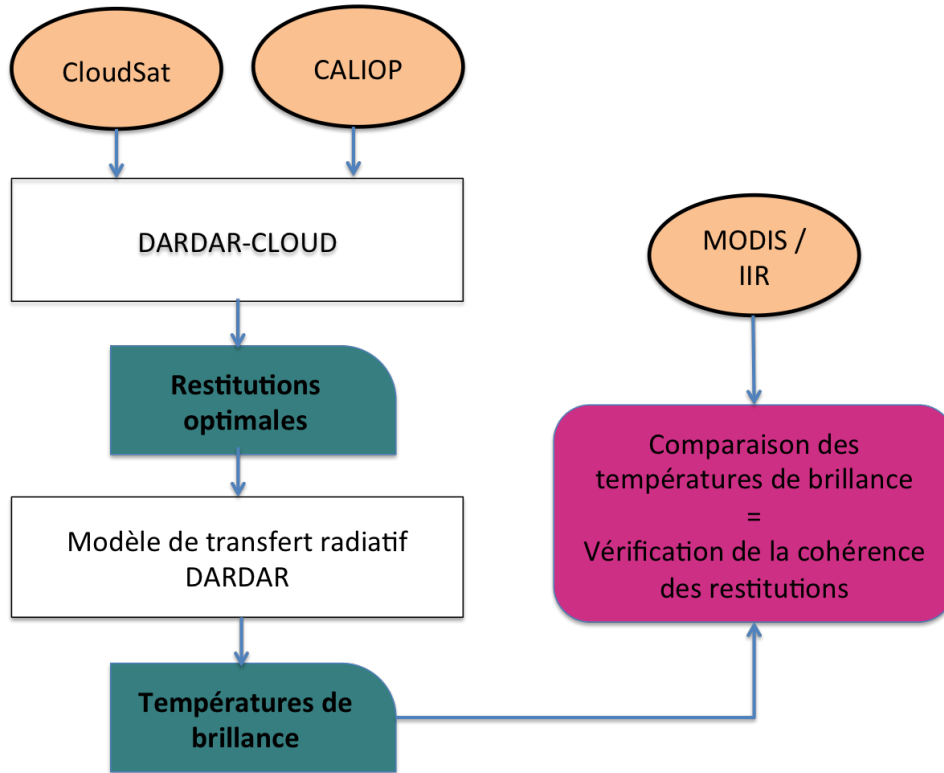


FIGURE IV.1 – Principe de validation des restitutions DARDAR grâce aux mesures de radiomètres Infra Rouge.

2.3 Erreur sur les restitutions

La matrice de covariances du vecteur d'état \mathbf{S}_x , qui est l'inverse de la matrice hessienne [Rodgers, 2000], donne les informations sur les erreurs du vecteur d'état [Delanoë and Hogan, 2008].

Ces erreurs sur les restitutions dépendent nécessairement des erreurs de la matrice de covariances \mathbf{R} , donc des erreurs sur les mesures et des erreurs commises dans les modèles directs. Le calcul des erreurs sur les mesures de CloudSat, CALIOP sont décrits dans [Delanoë and Hogan, 2010]. Les erreurs de l'instruments MODIS sont rapportées dans le fichier "CloudSat MODIS-AUX Auxillary Data" et présentent une valeur typique de 0.5% à 8 μm et 0.375% à 11 μm et 12 μm d'erreur sur les radiances, soit donc environ entre 0.1 K et 0.2 K d'erreur pour les fourchettes de radiances communément obtenues en ciel nuageux.

Les erreurs du modèle direct sont également décrites dans [Delanoë and Hogan, 2008, Delanoë and Hogan, 2010]. Les erreurs sur les hypothèses sur les lois de DDP normalisée

et de $M(D)$ qui sont utilisées pour créer la LUT à partir de laquelle découlent tous les calculs des modèles directs ont donc une influence sur les restitutions. Les erreurs renseignées dans la matrice \mathbf{R} sont les écarts types des distributions utilisées dans la LUT (relations entre α_v/N_0^* et les autres paramètres). Cependant il est difficile d'estimer les contributions de chaque hypothèse à ces erreurs et donc d'étudier séparément l'impact de ces hypothèses sur les restitutions. Pour ce faire il sera plus explicite de comparer les restitutions obtenues avec différentes hypothèses pour en observer concrètement les impacts. Une telle étude, qui est le sujet de la cinquième partie, donne une meilleure idée des incertitudes des restitutions plutôt que les erreurs algorithmiques.

3 Comparaison du code de transfert radiatif de DARDAR avec RTTOV

Dans ce chapitre, les températures de brillance obtenues en sorties de modèle de DARDAR sont comparées aux simulations de RTTOV v10 utilisant en entrée les restitutions de DARDAR (IWC et r_e). Cette partie a pour but, à la fois de s'assurer que les températures de brillances simulées par le code de transfert radiatif utilisé dans DARDAR sont cohérentes avec celles simulées par RTTOV (et ainsi de pouvoir évaluer les restitutions de DARDAR par le biais de comparaison entre les TB simulées et les TB observées comme présenté sur la Figure IV.1), mais aussi d'étudier l'ordre de grandeur des différences engendrées par les deux modèles pour savoir si il serait envisageable dans le futur d'utiliser RTTOV dans la méthode DARDAR.

3.1 Présentation de RTTOV et paramétrisation pour les profils nuageux

RTTOV est un modèle de transfert radiatif très largement utilisé par des organismes tels que l'ECMWF et MétéoFrance entre autres, qui permet de calculer les radiances au sommet de l'atmosphère pour des longueurs d'onde du visible aux micro ondes, pour un très large nombre de capteurs embarqués sur différentes plateformes spatiales.

Les bases de RTTOV sont présentées par [Eyre, 1991]; depuis le modèle a connu plusieurs améliorations et de nouvelles versions sont régulièrement disponibles mettant à jour les nouvelles fonctionnalités de l'algorithme. En 2005, [Matricardi, 2005] a rajouté une option pour simuler des températures de brillance pour les profils nuageux. La description complète de RTTOV et le guide d'utilisateur sont disponibles dans [Hocking et al., 2011]. L'utilisateur choisit l'instrument qu'il souhaite simuler et doit au moins rentrer un profil de vapeur d'eau. Pour améliorer la précision, il peut également rentrer des profils de concentration de gaz comme O_3 et CO_2 ainsi que des profils nuageux de IWC et r_e . Pour cette étude la version 10.2 de RTTOV est utilisée pour simuler les températures de brillance de MODIS dans les canaux 29, 31 et 32.

Le but de cette partie est de comparer le modèle de transfert radiatif de RTTOV qui est très largement utilisé par la communauté et celui de DARDAR pour s'assurer de la cohérence des simulations de TB de DARDAR. Pour ce faire, en entrée de RTTOV, les profils nuageux restitués par DARDAR sont utilisés selon le schéma de la Figure IV.2.

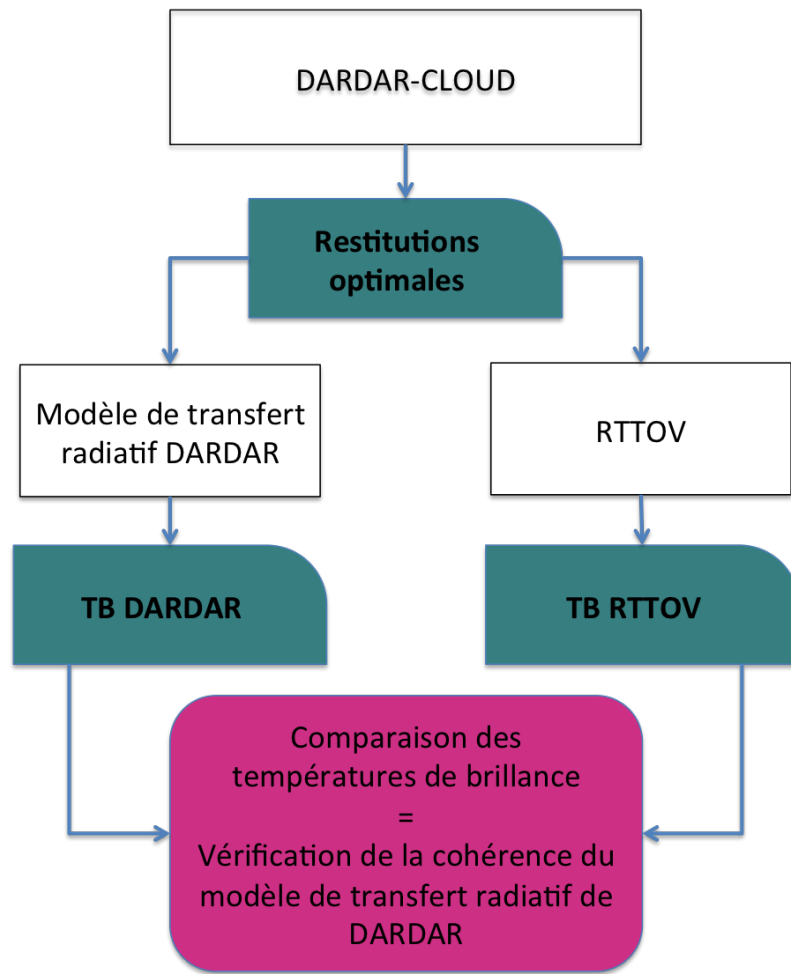


FIGURE IV.2 – Principe de validation du modèle de transfert radiatif de DARDAR grâce aux TB simulées par RTTOV.

Pour simuler des TB de profils nuageux dans RTTOV, on a la possibilité de choisir entre des cristaux de types colonnes hexagonales ou agrégats. Dans DARDAR, la base de données de [Baran, 2003] suppose des agrégats mais malheureusement [Faijan et al., 2012] montrent que le type agrégats dans RTTOV ne donne pas des simulations réalistes pour les cristaux de $10\ \mu m$ à $12\ \mu m$; le type colonnes hexagonales pour RTTOV a donc été choisi. Les détails sur les propriétés optiques des deux types de cristaux sont détaillés dans [Saunders et al., 2010].

Il faut également rentrer les propriétés des profils nuageux. Plusieurs types de nuages peuvent être considérés mais seul le type n°6 (Cirrus) correspond aux nuages de glace. Pour chaque porte verticale du profil il faut déterminer la fraction nuageuse de la porte. Dans DARDAR les portes font environ 1 km de large et 60 m de haut, donc il semble raisonnable de considérer une fraction nuageuse de 1 pour les portes où la classification signale de la glace. Pour chaque porte avec une fraction nuageuse de 1 on renseigne aussi les valeurs de IWC et r_e provenant des restitutions de DARDAR. Le profil de r_e est directement utilisé plutôt qu'une paramétrisation à partir d'IWC pour éviter que cette paramétrisation induise des différences entre TB non révélatrices des différences entre les modèles de transfert radiatif.

Les informations sur la localisation (latitude), les angles de visée des instruments et du soleil, les profils de température, pression et concentration d'O₃ et d'H₂O, et température et pression de surface sont également précisées en entrée de RTTOV.

3.2 Comparaison des températures de brillance de DARDAR et RTTOV

Dans un premier temps, les TB de MODIS simulées par DARDAR-CLOUD v2.1.1 (donc la version mise à disposition des utilisateurs) sont comparées à celles simulées par RTTOV. Cette première comparaison a permis de mettre en évidence une erreur de paramétrisation dans le modèle de transfert radiatif utilisé à l'époque. En effet, en comparaison aux mesures de MODIS, les températures de brillance de DARDAR étaient fortement surestimées, principalement dans le cas de nuages à forts contenus en glace alors que celles de RTTOV ne l'étaient pas. Nous nous sommes rendu compte que la base de données de [Baran, 2003] avait mal été paramétrée dans DARDAR (nous ne rentrerons pas dans les détails techniques ici). La comparaison à RTTOV a ainsi permis de déterminer que les fortes différences entre les TB de DARDAR-CLOUD v2.1.1 et celles de MODIS provenaient donc de la manière de calculer les TB et non des restitutions.

Une fois cette erreur corrigée, de nouvelles comparaisons de TB entre DARDAR et RTTOV ont été faites pour s'assurer que les modèles étaient alors cohérents. L'algorithme de restitution, avec une configuration différente que pour DARDAR-CLOUD v2.1.1 (incluant les modifications de configuration mentionnées dans le chapitre précédent et l'utilisation de la nouvelle classification) a alors été exécuté sur 10 jours répartis régulièrement sur l'année 2010.

Ces comparaisons sont restreintes aux profils de glace seule car DARDAR ne restitue pas les propriétés de l'eau liquide et que celle-ci a une forte influence sur les mesures de températures de brillance. Tous les profils contenant, pluie, nuage d'eau liquide, eau surfondue (mélangée à de la glace ou non), sommets de tourelles convectives ainsi que présence d'eau liquide incertaine sont donc mis de côté. Seuls les profils localisés au dessus de l'océan sont sélectionnés et l'émissivité de surface des océans est fixée à $\epsilon = 0.98$ dans RTTOV pour être en accord avec DARDAR.

Les statistiques de comparaison incluent donc environ 150 granules, et chaque granule de 37080 profils contient très rarement plus de 2000 profils de glace seule au dessus de la mer (on a en général entre 500 et 2000 profils par granule) ; au total les statistiques sont faites sur 115613 profils.

Sur la Figure IV.3, la distribution des TB des profils calculés par DARDAR en abscisse et RTTOV en ordonnée est présentée. Cette figure montre la forte cohérence entre les résultats ; on ne remarque pas de biais ni de très forte dispersion. La plupart des points sont bien alignés selon la diagonale.

Moyennes et écarts type des différences de TB entre DARDAR et RTTOV pour les 3 canaux de MODIS sont calculés et figurent dans le Tableau IV.2. Ces valeurs mettent en évidence l'accord entre les simulations. Les biais entre DARDAR et RTTOV dans les 3 canaux sont très faibles, ils ne dépassent pas plus que 0.4 K. Les écarts types ne dépassent pas 0.8 K mais augmentent avec la longueur d'onde ; ceci se remarque aussi

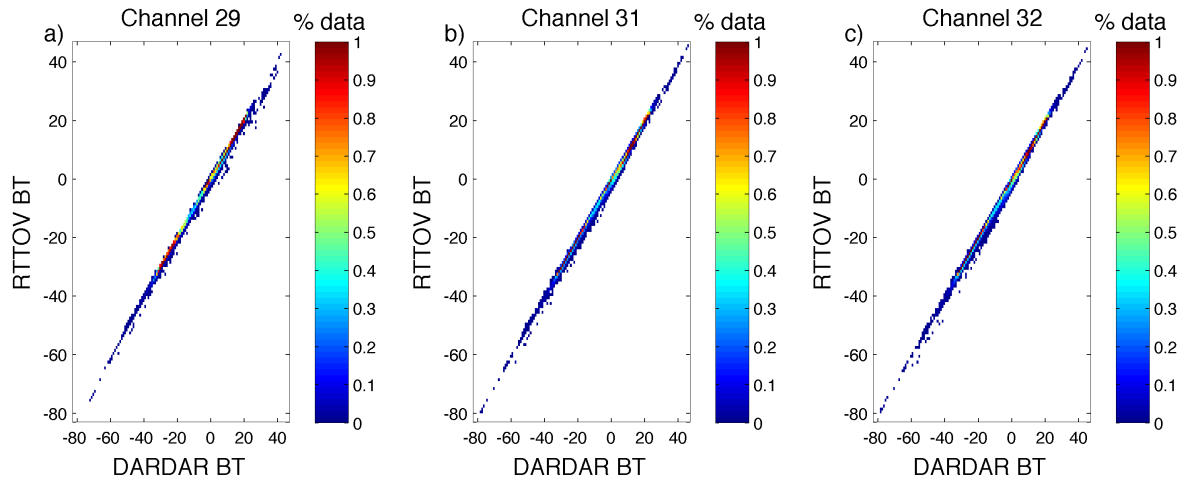


FIGURE IV.3 – Distribution de TB simulées par RTTOV et par DARDAR pour les canaux MODIS 29, 31 et 32.

sur la Figure IV.3.

	Canal 29	Canal 31	Canal 32
Moyenne	0.3418	-0.2840	-0.3672
Ecart type	0.5271	0.6767	0.7359

TABLEAU IV.2: Moyenne et écart type des différences de température de brillances de MODIS simulées : $TB_{DARDAR} - TB_{RTTOV}$

Les biais et écarts types des erreurs par rapport à MODIS sont rapportés pour DARDAR et pour RTTOV en ciel nuageux ainsi qu'en ciel clair sur le Tableau IV.3. En ciel nuageux, les biais vont de 1.5 K à 2.5 K pour les deux modèles. Ceci indique que les différences entre DARDAR et RTTOV sont plus faibles que leur marge d'erreurs.

La Figure IV.3 et le Tableau IV.2 combinés au Tableau IV.3 démontrent bien que le modèle de transfert radiatif de DARDAR est dorénavant valide, dans la mesure où RTTOV est considéré comme un modèle de transfert radiatif valide. Ainsi, il sera possible d'utiliser le calcul de TB pour évaluer la qualité des restitutions en les comparant aux mesures de MODIS ou IIR. Il est aussi également envisageable d'assimiler les radiances dans la méthode variationnelle en les incluant dans le vecteur d'observations \mathbf{y} . Ceci sera abordé dans la cinquième partie sur la variabilité des restitutions.

Cependant, malgré le fait que le modèle de transfert radiatif de DARDAR soit maintenant considéré comme valide, il est important de s'attarder un peu sur les différences que l'on peut observer entre les simulations de DARDAR et de RTTOV pour comprendre leurs origines et ainsi mieux envisager l'utilisation de RTTOV dans DARDAR.

Ainsi, pour mieux identifier les types de profils qui sont responsables des dispersions observées dans les trois canaux, les graphes a), c) et e) de la Figure IV.4 présentent les nuages de points de $TB_{DARDAR} - TB_{RTTOV}$ en fonction de la latitude colorés selon l'épaisseur optique du profil. Les graphes b), d) et f) de la Figure IV.4 sont les histogrammes des profils en fonction des différences de TB.

		MODIS - RTTOV			MODIS - DARDAR		
	Canal	29	31	32	29	31	32
Ciel nuageux	Moyenne	-1.4501	-1.9498	-2.4256	-1.7954	-1.6704	-2.0622
	Ecart type	4.9008	5.6870	5.8782	4.8767	5.6244	5.8473
Ciel clair	Moyenne	-0.6887	-0.8273	-1.0600	-1.4421	-0.8517	-1.2197
	Ecart type	2.4978	2.6934	2.6544	2.0656	2.2440	2.2432

TABLEAU IV.3: Moyennes et écarts types des différences de températures de brillance mesurées par MODIS et simulées par DARDAR et RTTOV.

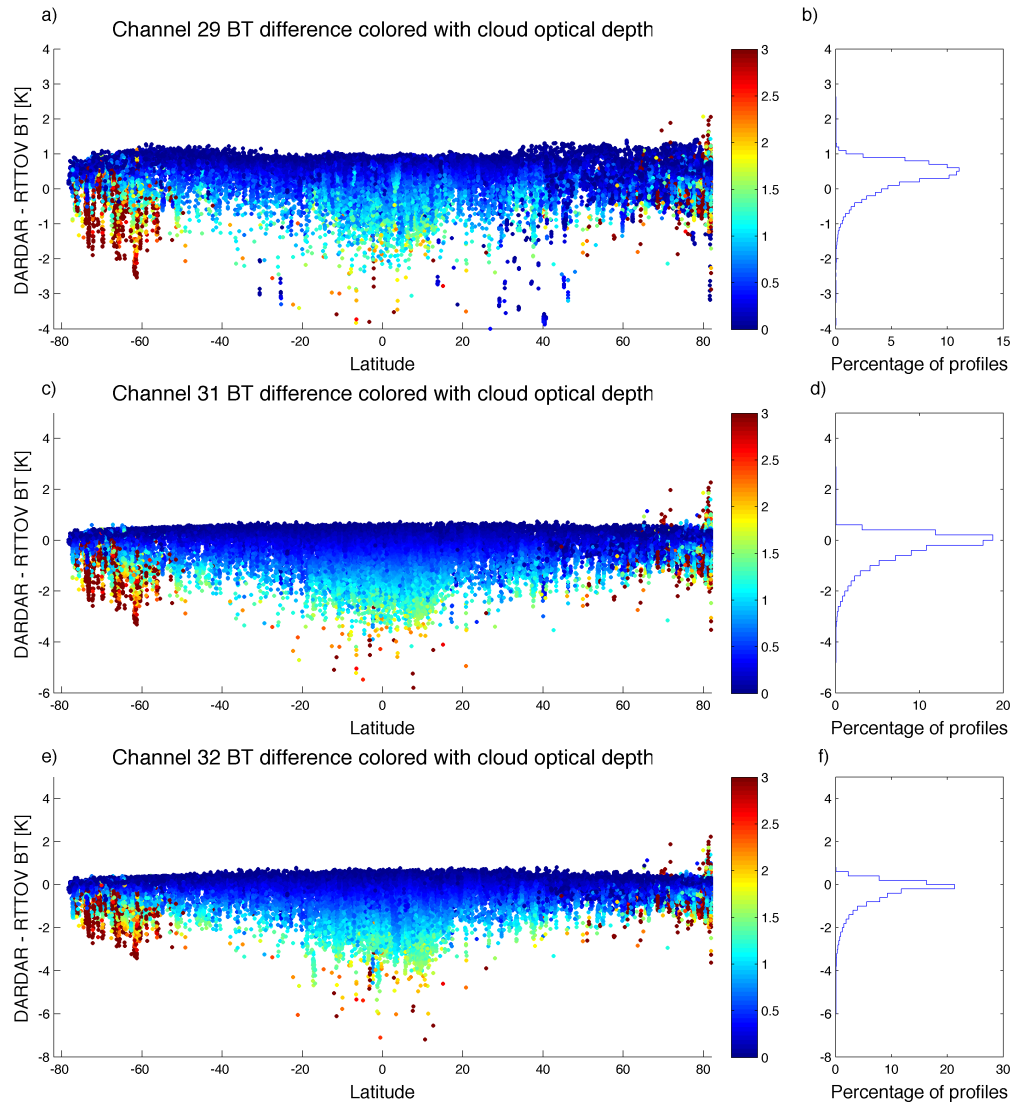


FIGURE IV.4 – a), c), e) : Nuages de points des différences entre les TB simulées entre DARDAR et RTTOV en fonction de la latitude colorés selon l'épaisseur optique respectivement pour les canaux 29, 31 et 32. b), d), h) : Histogrammes présentant le nombre de profils en fonction des différences de TB correspondant aux nuages de points respectivement des canaux 29, 31 et 32.

On voit sur cette figure que plus l'épaisseur optique augmente plus la différence entre les TB de RTTOV et DARDAR augmente jusqu'à atteindre des différences de 7 K dans le canal 32, mais au vu des histogrammes, ceci ne concerne qu'une infime quantité de profils ; en effet pour chaque canal la plupart des profils ont des différences ne dépassant pas 1 K (soit moins que erreurs de simulation en ciel nuageux du Tableau IV.3).

Globalement, les profils avec des épaisseurs optiques supérieures à 2 (donc principalement détectés par le radar) présentent des différences de TB allant de 2 à 3 K, indiquant donc que pour un même profil nuageux, le choix du code de transfert radiatif peut entraîner une variabilité de 3 K sur les simulations. Les différences observées entre DARDAR et RTTOV peuvent être liées aux hypothèses microphysiques des nuages de glaces ainsi qu'au modèle radiatif en atmosphère claire. Le Tableau IV.3 indique qu'en atmosphère claire, les erreurs de simulation (biais et écarts types) sont environ 2 fois moindres qu'en ciel nuageux, mais tout de même significatives par rapport à l'erreur sur les mesures (environ 0.2 K), donc sont en partie responsable des erreurs en ciel nuageux. On peut également remarquer qu'en atmosphère claire, RTTOV donne de meilleurs résultats, alors qu'en atmosphère nuageuse DARDAR donne de meilleurs résultats (sauf dans le canal 29).

En atmosphère claire, on a observé que les différences entre les TB simulées par DARDAR et RTTOV (TB DARDAR - TB RTTOV) présentent une forte dépendance selon la latitude. Dans les canaux 31 et 32 ces différences atteignent 1 K aux tropiques et -0.5 K aux poles ; dans le canal 29 les différences atteignent 1.2 K aux tropiques et 0.5 K aux poles, la dépendance selon la latitude y est donc moins marquée. Ceci donne une information sur la sensibilité des deux modèles à l'atmosphère claire.

Pour annuler les problèmes liés à l'atmosphère claire (profils de températures, pression, concentration de différents gaz atmosphériques) il est possible de travailler avec des différences de températures de brillance (DTB) à différentes longueurs d'onde. La Figure IV.5 présente les différences de températures de brillances entre DARDAR et RTTOV. Les différences de DTB sont représentatives des différences entre les paramétrisations microphysiques utilisées dans les deux modèles. On voit clairement que les différences de DTB sont bien inférieures aux différences de TB car ces dernières incluent également les différences de simulation en atmosphère claire. Les différences de DTB entre DARDAR et RTTOV présentent un biais constant d'environ 0.5 K à toutes les latitudes et atteignent toujours 2 à 3 K aux tropiques du fait des différentes hypothèses microphysiques dans les deux modèles.

Il est tout de même important de préciser ici qu'avec DARDAR, les propriétés radiatives des nuages sont directement obtenues par la même LUT utilisée pour obtenir IWC et r_e , ce qui entraîne une cohérence des hypothèses microphysiques pour la restitution des propriétés nuageuses ainsi que pour la simulation des TB, alors que ce n'est pas le cas avec RTTOV. En effet, les simulations de RTTOV dépendent de relations IWC- α provenant de la littérature, comme par exemple [McFarquhar et al., 2003]. Pour information, cette relation est comparée à celle dérivée de [Heymsfield et al., 2014] et à la distribution des restitutions DARDAR IWC- α sur la Figure IV.6. On remarque que les relations de [Heymsfield et al., 2014] et [McFarquhar et al., 2003] se trouvent bien dans la distribution IWC- α de DARDAR, mais les différences entre les relations de la littérature et les restitutions de DARDAR croissent à mesure que l'extinction décroît. De manière plus problématique, on remarque que les relations de [Heymsfield et al., 2014]

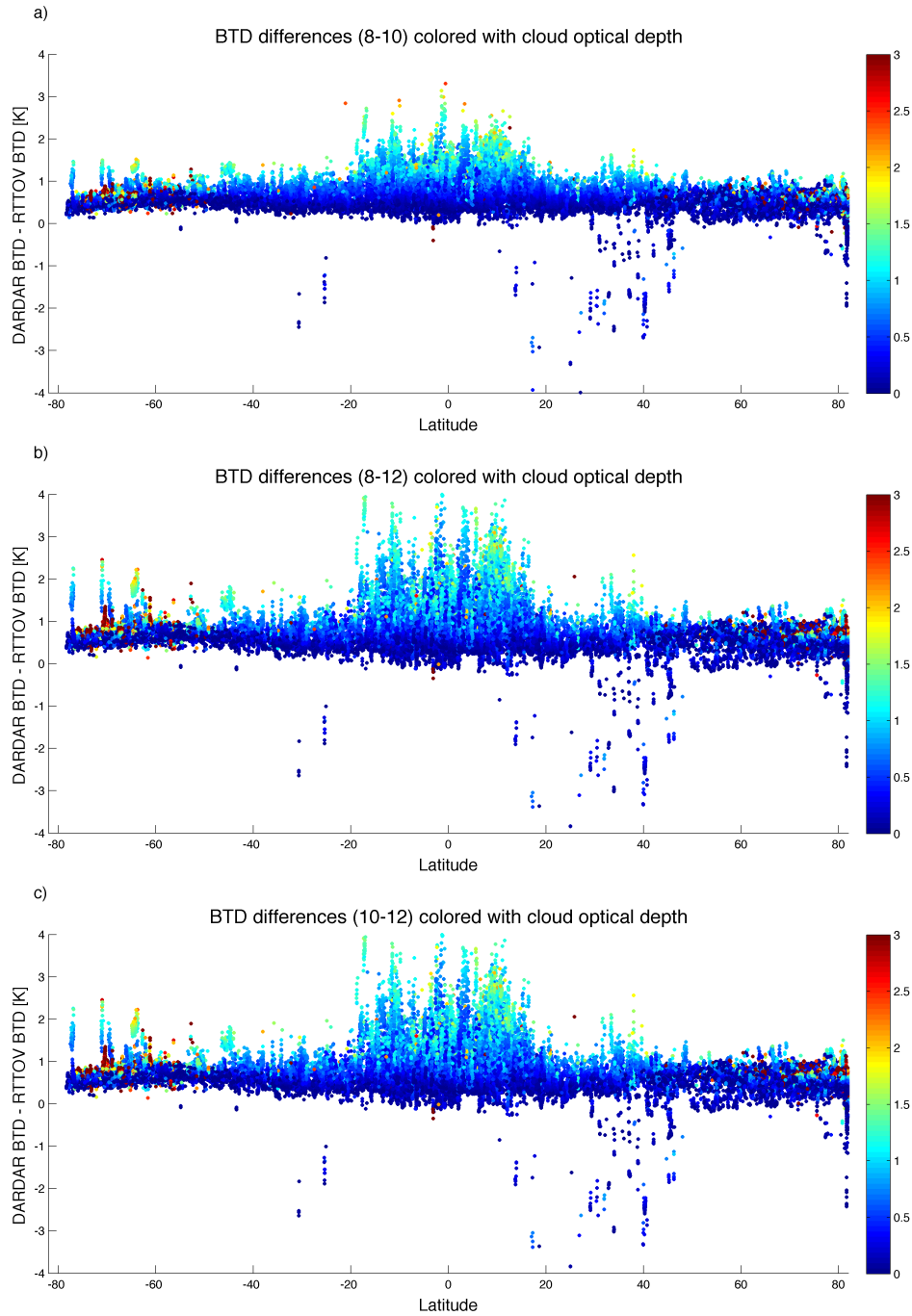


FIGURE IV.5 – Nuages de points des différences entre les TB simulées entre DARDAR et RTTOV en fonction de la latitude colorés selon l'épaisseur optique respectivement pour les canaux 29-31 (a), les canaux 29-32 (b) et les canaux 31-32 (c).

et [McFarquhar et al., 2003] ne permettent pas de rendre compte de la forte variabilité qui existe sur le nuage de points : en effet pour une valeur de α fixe, le IWC correspondant peut varier approximativement d'un ordre de grandeur. Cette variabilité qui ne peut pas être en compte dans RTTOV avec une relation fixe IWC- α peut générer des erreurs dans les simulations de TB.

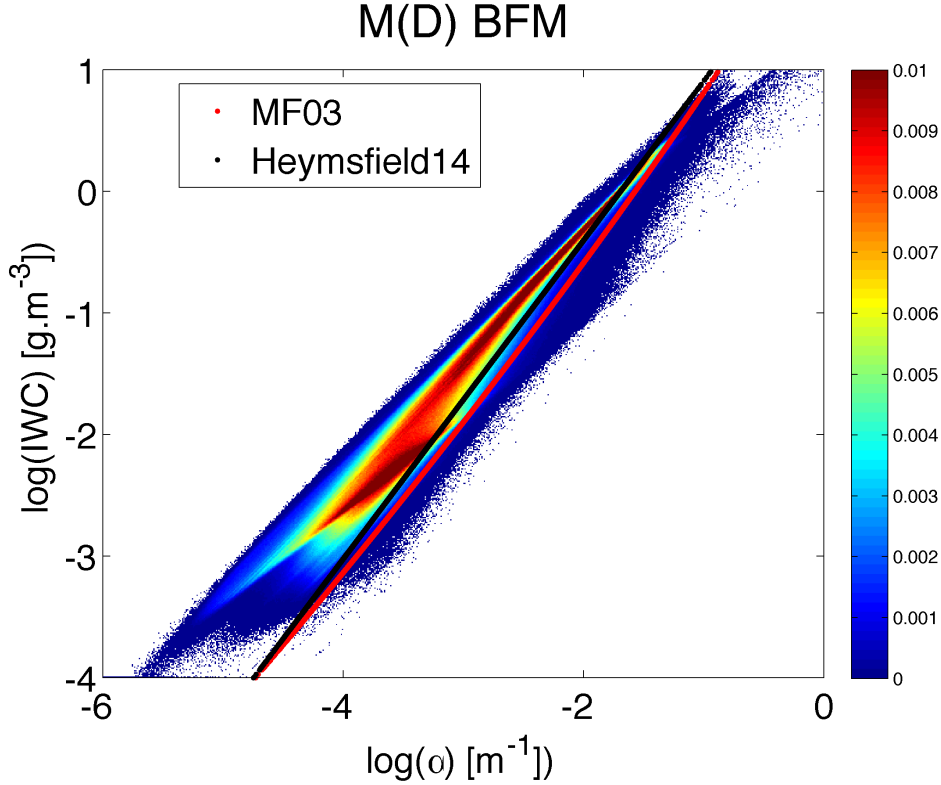


FIGURE IV.6 – Distribution of $\log(\alpha)$ with respect to $\log(\text{IWC})$ retrieved with the $M(D)$ BFM without radiances assimilation and IWC- α parametrizations by [McFarquhar et al., 2003] in red and by [Heymsfield et al., 2014] in black.

4 Evolution du produit DARDAR-CLOUD

Depuis la parution des produits DARDAR-CLOUD v2.1.1 de nombreuses améliorations ont été réalisées séparément dans le modèle direct et sur les informations a priori mais n'avaient pas encore été appliquées ensemble dans l'algorithme de restitution. Dans ce chapitre nous verrons comment les restitutions sont affectées par la nouvelle version de DARDAR-CLOUD (nouvelle configuration du modèle direct et des a priori et nouvelle classification d'hydrométéores). Ceci permet de donner une idée aux utilisateurs de DARDAR-CLOUD des changements à attendre lorsqu'une nouvelle version, prenant en compte ces améliorations, sera disponible. Malheureusement, nous ne sommes pas en mesure, à l'heure actuelle, d'effectuer une validation absolue des produits.

4.1 Nouvelle version de DARDAR-CLOUD

La nouvelle version de DARDAR-CLOUD combine à la fois l'utilisation de la nouvelle version de DARDAR-MASK présentée dans la troisième partie de cette thèse et les modifications appliquées au modèle direct détaillés dans le chapitre précédent.

La sélection des portes contenant des cristaux de glace où l'on souhaite obtenir des restitutions de propriétés microphysiques se fera donc dorénavant avec la nouvelle classification d'hydrométéores qui, comme on l'a vu, inclut moins de pixels de bruit, principalement en altitude, mais plus de pixels proches du sol. De plus, LUT et relations

a priori sur S et N'_0 ont été modifiées en fonction des avancées réalisées sur les mesures in-situ de ces dernières années. Les a priori sur N'_0 et S ont été modifiés comme détaillé dans le chapitre de présentation de DARDAR-CLOUD. Pour la création des LUT, la forme de la DDP a été modifiée, ainsi que le modèle direct du radar et la méthode d'obtention des paramètres radiatifs α_λ , w_λ et g_λ corrigée suite à la comparaison avec RTTOV. De plus, rappelons que la valeur par défaut de $\epsilon = 0.98$ pour l'émissivité de surface au dessus de la terre est dorénavant remplacée par les valeurs provenant des atlas d'émissivité de RTTOV.

Aussi, l'eau liquide rencontrée sur les profils est considérée, en première approximation, comme un corps noir pour le calcul de TB. Ceci n'est pas nécessairement valable dans la plupart des cas, mais néanmoins fournit des simulations de TB plus réalistes qu'en ignorant cette eau liquide. Cela permettra d'avoir des informations sur l'impact de l'eau liquide sur les radiances au sommet de l'atmosphère ; ceci sera étudié dans la cinquième partie.

Dans la suite, la nouvelle configuration microphysique fait référence aux nouveaux a priori et aux modifications du modèle direct et la nouvelle version à la combinaison de la nouvelle configuration et de la nouvelle classification. Dans ce qui est appelé la nouvelle configuration microphysique, la loi de masse-diamètre reste celle de Brown et Francis modifiée comme dans DARDAR-CLOUD v2.1.1. Il faut garder à l'esprit que d'autres lois sont envisageables, comme celles de [Heymsfield et al., 2010] ; l'étude de l'impact des différentes lois de masse-diamètre sera abordé dans la cinquième partie.

L'impact sur les restitutions de la nouvelle classification DARDAR-MASK et de la nouvelle configuration microphysique prises séparément, peuvent être mis en évidence en comparant les restitutions provenant des 3 tests présentés dans le Tableau IV.4 impliquant nouvelle et ancienne configurations ainsi que nouvelle et ancienne classifications. L'ancienne configuration est le produit DARDAR-CLOUD v2.1.1 et le Test 2 correspond donc à la nouvelle version.

	v2.1.1	Test 1	Test 2
Classification	Ancienne	Nouvelle	Nouvelle
Configuration microphysique	Ancienne	Ancienne	Nouvelle

TABLEAU IV.4: Tests réalisés pour étudier l'impact des nouvelles classification et configuration.

Ces impacts pourront être étudiés en comparant les restitutions des 3 différents tests du Tableau IV.4 selon l'organisation présentée dans le Tableau IV.5.

Chapitre 4.2.1 : Impact de la nouvelle classification	Chapitre 4.2.2 : Impact de la nouvelle version	Chapitre 4.3 : Impact de la nouvelle configuration
v2.1.1	v2.1.1	Test 1
Test 1	Test 2	Test 2

TABLEAU IV.5: Organisation des comparaisons dans les chapitres à suivre

4.2 Comparaison entre DARDAR-CLOUD v2.1.1 et la nouvelle version

4.2.1 Impact de la nouvelle classification DARDAR-MASK sur les restitutions d'IWC

La classification des hydrométéores est un élément très important dans la restitution des propriétés microphysiques. Dans cette partie, nous verrons comment ces propriétés microphysiques et leurs occurrences sont affectées par l'utilisation de la nouvelle classification en entrée de l'algorithme. La méthode de restitution a donc été exécutée avec l'ancienne configuration microphysique (donc la même que celle de DARDAR-CLOUD v2.1.1) en utilisant la nouvelle classification (donc v2.1.1 est comparé au Test 1 du Tableau IV.4). Ces restitutions sont obtenues pour les mêmes 10 jours que pour la comparaison des TB de DARDAR et de RTTOV.

Pour comparer les occurrences des restitutions d'IWC, les histogrammes 2D du $\log_{10}(IWC)$ (à cause de la forte dynamique des valeurs de contenu) en fonction de la température (entre -88°C et 0°C) sont présentés, l'échelle de couleur représentant la densité de points. La Figure IV.7 présente la comparaison des distributions de $\log_{10}(IWC)$ obtenues en utilisant les deux classifications différentes. La Figure IV.7-a) présente la distribution des IWC obtenus avec DARDAR-MASK v1.1.4 et la Figure IV.7-b) avec la nouvelle classification. La Figure IV.7-c) présente la différence du nombre de pixels inclus dans chaque bin et la Figure IV.7-d) les moyennes de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température pour l'ancienne classification en bleu et la nouvelle en rouge.

Dans ces distributions sont inclus tous les pixels où la restitution a été réalisée selon les critères décrits dans le deuxième chapitre de cette partie sur le produit DARDAR-CLOUD.

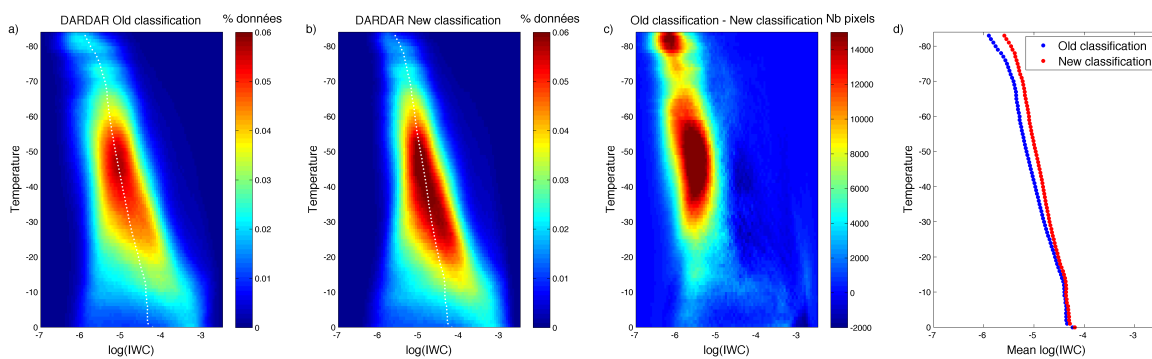


FIGURE IV.7 – Distributions de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température obtenues avec a) DARDAR-CLOUD v2.1.1 et b) la configuration de DARDAR-CLOUD v2.1.1 et la nouvelle classification. c) Différences du nombre de pixels obtenus en utilisant deux classifications différentes. d) Moyenne de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température pour DARDAR-CLOUD v2.1.1 en bleu et avec la nouvelle classification en rouge.

La Figure IV.7-c) montre nettement que la nouvelle classification inclut moins de pixels de restitutions surtout pour de faibles contenus pour des températures en dessous de -30°C . Ceci est en accord avec ce qui a été décrit dans la troisième partie sur le produit

DARDAR-MASK où l'on faisait la remarque que la nouvelle classification était beaucoup plus restrictive que DARDAR-MASK v1.1.4 dans le but de ne pas inclure de pixels de bruit. De plus, les sommets de nuages détectés par le radar seulement ont été exclus dans la nouvelle classification. Ceci explique que la moyenne de $\log_{10}(IWC)$ en utilisant DARDAR-MASK v1.1.4, en bleu, décroît plus rapidement qu'en utilisant la nouvelle classification, en rouge (Figure IV.7-d). En effet, DARDAR-MASK v1.1.4 inclut plus de pixels de bruit et de nuages très fins dont l'IWC restitué est très faible. On observe nettement moins de différences sur les distributions d'IWC pour des températures plus chaudes (au dessus de -30°C), là où la détection est principalement faite avec le radar. Rappelons que les masques radar des deux versions de classification sont très similaires (excepté pour certains sommets de nuages). Cependant, on observe plus de pixels de fort IWC ($IWC > 1\text{g.m}^{-3}$) avec la nouvelle classification pour des températures entre -5°C et 0°C , caractérisés par la petite zone triangulaire bleue foncé qui proviennent du fait que la nouvelle classification gère mieux le clutter du radar et donc inclut plus de pixels proche du sol dans la restitution sans pour autant qu'ils soient contaminés. On rencontre ce type de zones principalement aux hautes latitudes car ce sont les seules régions où les nuages de glace atteignent le sol.

La comparaison de ces distributions ne permet de quantifier l'impact de la classification sur les restitutions. Pour ce faire, le cas d'étude de la Figure IV.8 permet d'évaluer comment l'IWC des pixels communs aux deux classifications est affecté par les pixels additionnels dans l'une ou l'autre des classifications. La figure présente sur la colonne de gauche les données CloudSat et CALIPSO (Figures IV.8-a) et IV.8-b)) ainsi que les deux versions de classifications : la nouvelle qui a été développée durant cette thèse sur la Figure IV.8-c) et l'ancienne version qui correspond donc à DARDAR-MASK v1.1.4 sur la Figure IV.8-d). Les Figures IV.8-e) et IV.8-f) présentent les restitutions d'IWC obtenues respectivement avec l'ancienne et la nouvelle classification. La Figure IV.8-g) présente les différences relatives en pourcentage pixel à pixel entre les deux IWC :

$$100. \frac{IWC_{classif_A} - IWC_{classif_B}}{IWC_{classif_A}}.$$

Ce cas d'étude confirme que l'ancienne version inclut plus de pixels au dessus des nuages alors que la nouvelle en inclut plus au niveau du sol. Les différences relatives d'IWC engendrées par le changement de classification peuvent atteindre plus de 20% dans les pixels communs aux deux classifications. Les pixels additionnels dans l'une ou l'autre des classifications ont donc un impact non négligeable sur les restitutions.

4.2.2 Evolution des restitutions d'IWC suite aux améliorations de DARDAR-MASK, du modèle direct et des a priori

Dans cette partie, nous présentons l'impact de l'utilisation de la nouvelle version, soit la nouvelle classification ainsi que les améliorations apportées au modèle direct (donc v2.1.1 est comparé au Test 2 du Tableau IV.4). Le programme de restitution avec la nouvelle version est exécuté sur les mêmes 10 jours qu'utilisés précédemment pour donner une idée des changements à prévoir par rapport à la version actuellement disponible. Les résultats de cette comparaison sont présentés sur la Figure IV.9 de la même manière que pour la Figure IV.7.

Les Figures IV.9-a) et IV.9-b) présentent des distributions assez différentes. Ceci se

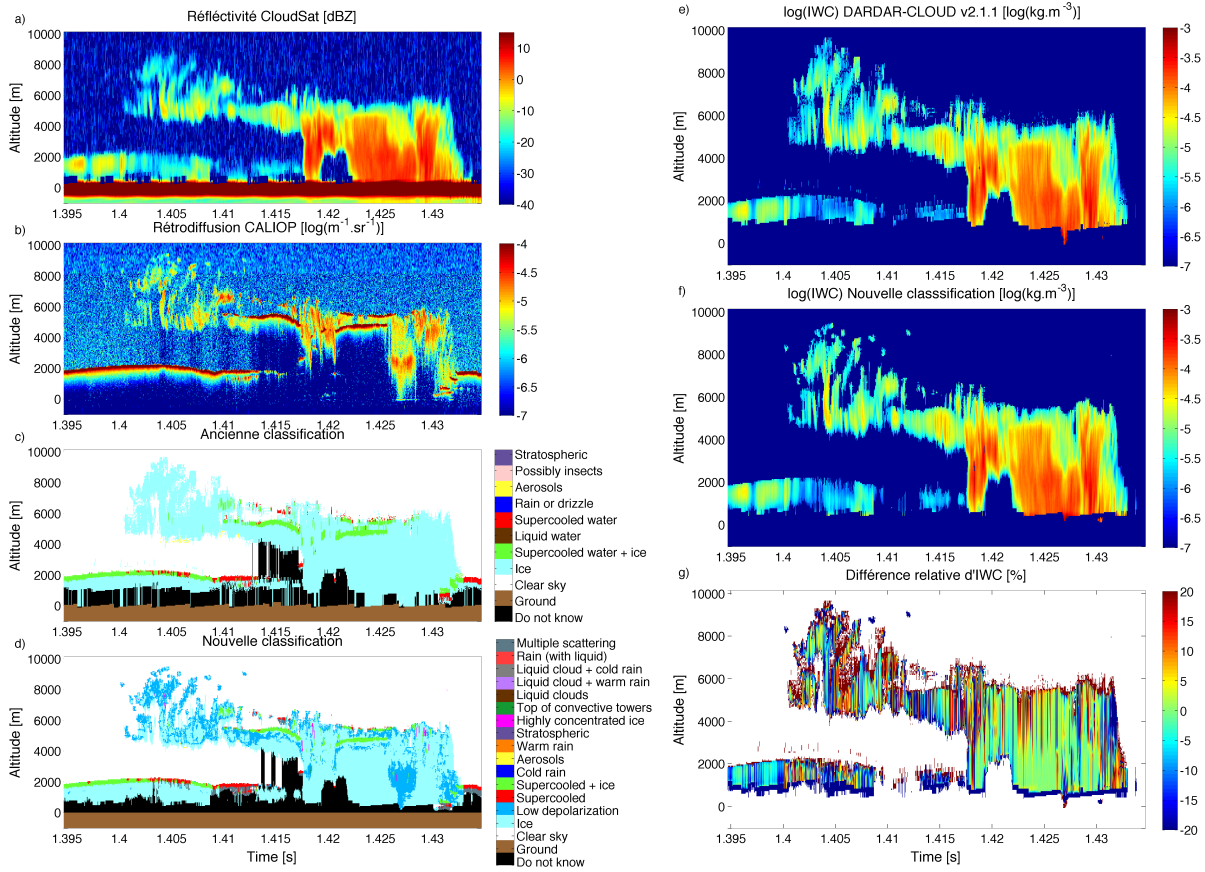


FIGURE IV.8 – a) Réflectivité CloudSat. b) Rétrodiffusion de CALIOP. c) DARDAR-MASK v1.1.4. d) Nouvelle version de DARDAR-MASK. e) $\log_{10}(IWC)$ obtenu avec l'ancienne classification (DARDAR-CLOUD v2.1.1). f) $\log_{10}(IWC)$ obtenus avec la nouvelle classification. g) Différences relatives des IWC obtenus avec les deux classifications différentes.

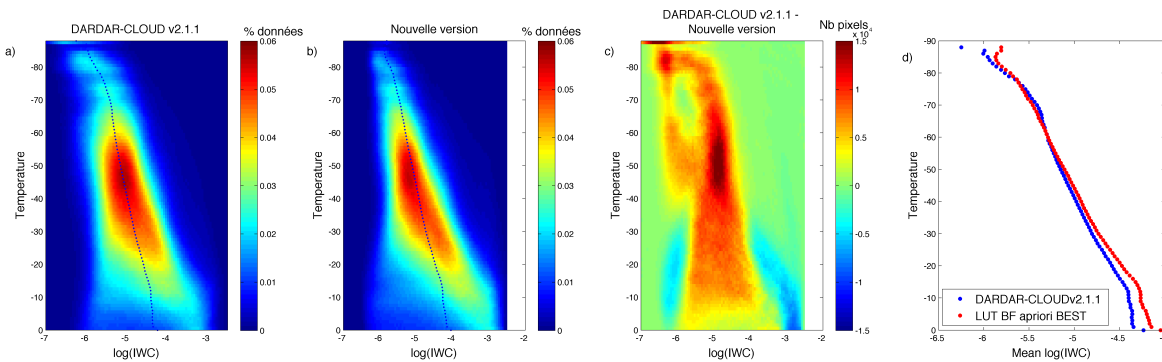


FIGURE IV.9 – Distributions de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température obtenues avec a) DARDAR-CLOUD v2.1.1 et b) la nouvelle version. c) Différences du nombre de pixels obtenus en utilisant deux versions différentes. d) Moyenne de $\log(IWC)$ en fonction de la température pour DARDAR-CLOUD v2.1.1 en bleu et avec la nouvelle version en rouge.

confirme grâce à la Figure IV.9-c) qui indique que pour des températures supérieures à -30°C la nouvelle version donne un spectre d'IWC plus large. Sur la Figure IV.9-d) on remarque qu'utiliser la nouvelle configuration fait chuter le contenu en glace à mesure que la température diminue. En effet la ligne rouge des moyennes correspondant à la nouvelle version est maintenant plus proche de la ligne bleue en comparaison avec la Figure IV.7-d). L'utilisation de la nouvelle configuration a donc tendance à diminuer l'IWC aux hautes altitudes.

De la même manière que dans le chapitre précédent, les résultats de comparaison d'IWC du même cas d'étude sont présentés sur la Figure IV.10 pour montrer comment la nouvelle classification et la nouvelle configuration ensemble peuvent affecter les restitutions d'IWC.

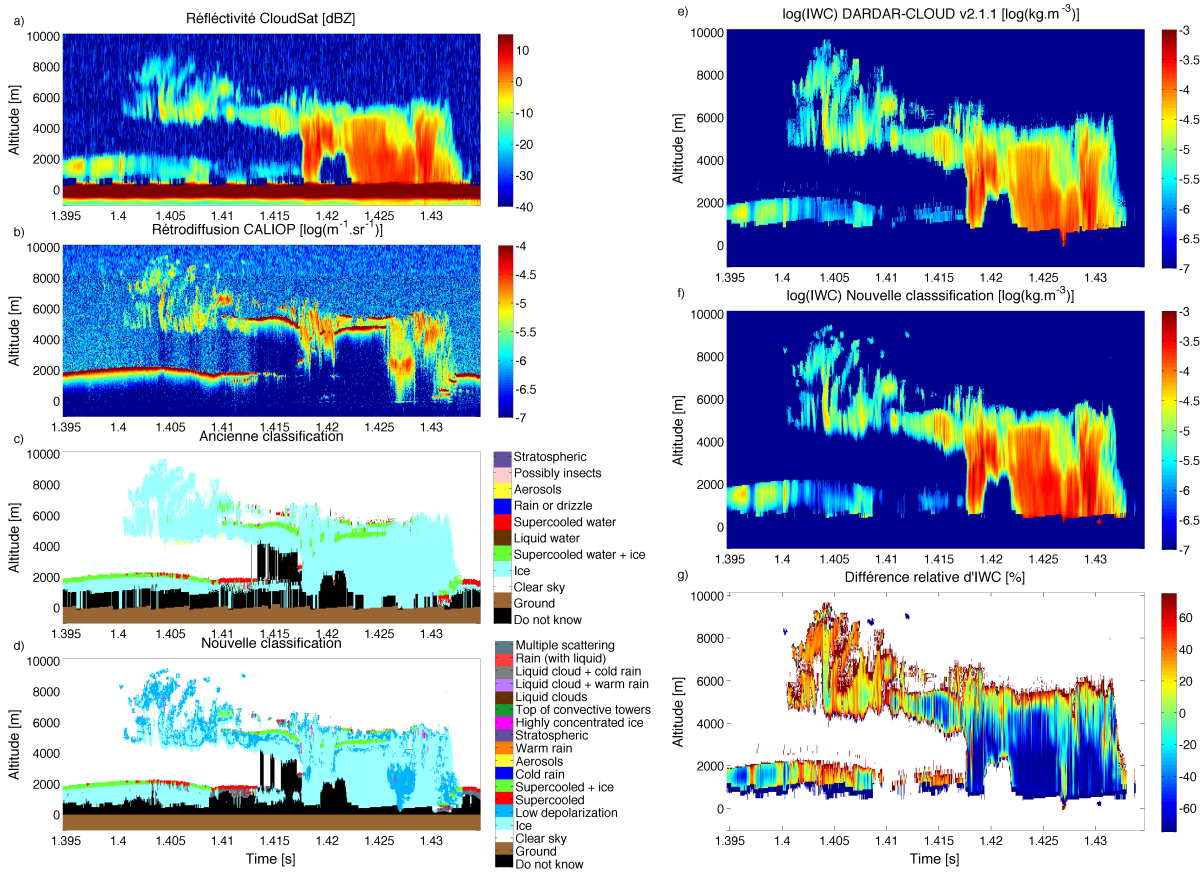


FIGURE IV.10 – a) Réflectivité CloudSat. b) Rétrodiffusion de CALIOP. c) DARDAR-MASK v1.1.4. d) Nouvelle version de DARDAR-MASK. e) $\log_{10}(IWC)$ provenant de DARDAR-CLOUD v2.1.1. f) $\log_{10}(IWC)$ obtenus avec la nouvelle version de DARDAR-CLOUD. g) Différences relatives des IWC obtenus avec les deux versions différentes.

Les différences relatives engendrées par l'utilisation de la nouvelle version peuvent atteindre jusqu'à 75%. L'utilisation de la nouvelle version affecte tous les profils. Il faudra donc s'attendre à ce que la nouvelle version de DARDAR-CLOUD fournisse des contenus en glace relativement différents, supérieurs ou inférieurs à l'ancienne version, suivant les cas.

4.3 Impact de la nouvelle configuration microphysique sur les restitutions

Dans ce chapitre les restitutions ont été obtenues pour les 10 jours en utilisant la nouvelle classification, et dans un cas l'ancienne configuration, dans l'autre cas la nouvelle configuration, pour évaluer l'impact de la configuration seule. Les tests 1 et 2 du Tableau IV.4 sont donc comparés. La classification utilisée étant la même, il est possible de procéder à des comparaisons pixels à pixels sur l'ensemble des granules.

4.3.1 Impact de la nouvelle configuration microphysique sur le rapport lidar

La Figure IV.11 présente les rapports lidar S restitués par les deux configurations et les différences relatives de S engendrées par l'utilisation de la nouvelle configuration : $100 \cdot \frac{S_{conf_A} - S_{conf_B}}{S_{conf_A}}$. Rappelons que dans la nouvelle configuration l'a priori sur le rapport lidar S a été modifié de manière à avoir une meilleure cohérence entre les valeurs de S restituées dans les zones synergiques et celles restituées dans les zones de lidar seul.

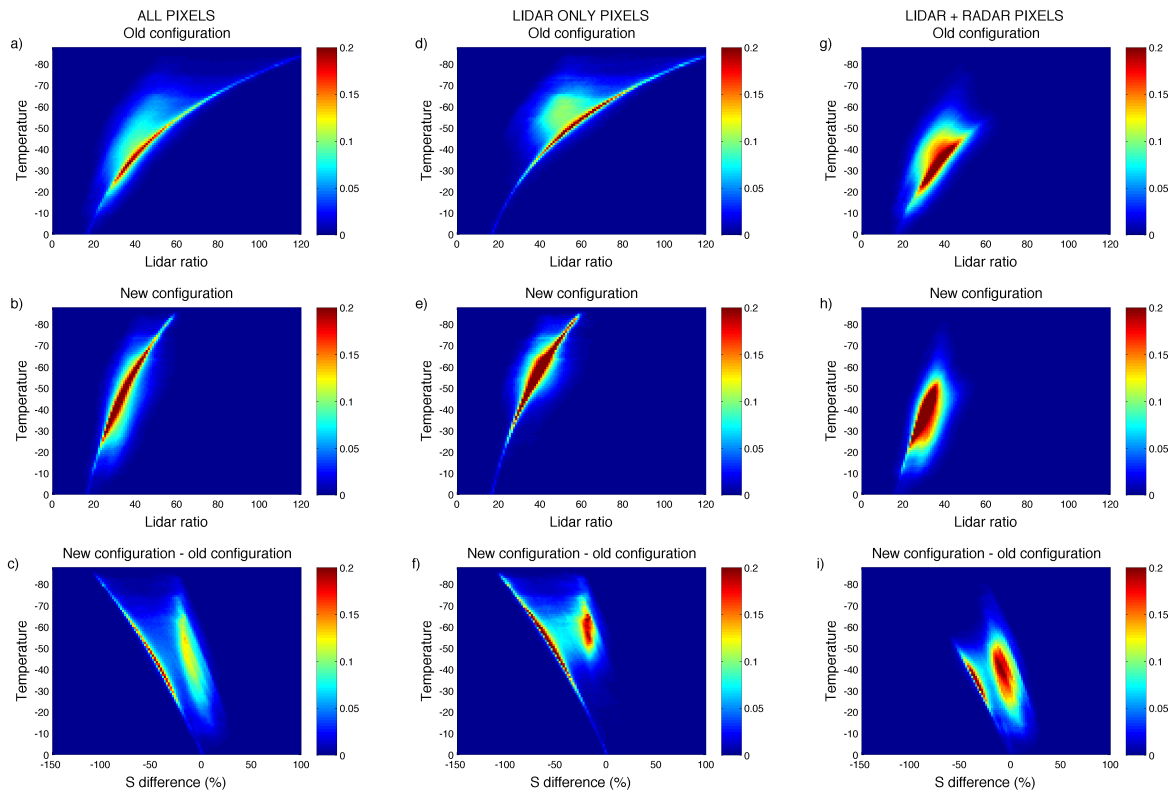


FIGURE IV.11 – a), d), g) : Distribution du rapport lidar en fonction de la température obtenu avec l'ancienne configuration. b), e), h) : Distribution du rapport lidar en fonction de la température obtenu avec la nouvelle configuration. c), f), i) : Distribution des différences relatives des rapports lidar provenant des deux configurations différentes respectivement pour tous les pixels, les pixels de lidar seul et les pixels de lidar + radar.

Les distributions des rapports lidar S provenant de l'ancienne configuration sont présentées sur les Figures IV.11-a), IV.11-d) et IV.11-g), et les distributions de ceux provenant de la nouvelle configuration sur les Figures IV.11-b), IV.11-e) et IV.11-h) pour différents "instrument flags". L'"instrument flag" donne une information sur l'instrument qui détecte le pixel. La première colonne présente des distributions qui incluent tous les pixels, la deuxième, seulement les pixels détectés par le lidar seul et la troisième les pixels détectés par le lidar et le radar. Les Figures IV.11-c), IV.11-f) et IV.11-i) présentent les distributions des différences relatives calculées pixel à pixel pour tous les pixels où des restitutions ont été obtenues par $100 \cdot \frac{S_{conf_A} - S_{conf_B}}{S_{conf_A}}$.

On voit clairement sur les deux premières lignes de la Figure IV.11 que le rapport lidar suit assez bien l'a priori décrit par la ligne fine de forte occurrence allant de 16 pour les températures proches de 0°C à 120 et 70 respectivement pour l'ancienne et la nouvelle configuration pour les températures les plus froides. Comme précisé précédemment, le taux de variation de $\ln(S)$ en fonction de la température a changé dans la nouvelle configuration. L'ordonnée à l'origine quant à elle reste inchangée. Les variations autour de cet a priori sont principalement observées pour les pixels détectés par radar et lidar comme on peut le voir sur les Figures IV.11-g) et IV.11-h), ainsi que pour certains pixels de lidar seuls bénéficiant de l'information des zones synergiques grâce à la propagation d'information de l'a priori sur N'_0 . On peut remarquer sur les Figures IV.11-c), IV.11-f) et IV.11-i) que les distributions de différences relatives présentent deux modes. Un mode est proche d'une différence de 0% et celui-ci correspond aux rapports lidar déterminés dans ou proche des zones synergiques radar lidar. Ces rapports lidar sont donc moins influencés par l'a priori. L'autre mode suit une fine courbe de -100% aux températures froides à 0% à 0°C qui représente la différence entre les deux pentes d'a priori de $\ln(S)$ et contient les pixels où l'a priori a une forte influence dans la détermination du rapport lidar. Les restitutions de rapport lidar dans les zones synergiques qui sont indépendants du choix d'a priori (donc ceux qui présentent des différences proches de 0%) sont utilisés pour déduire la nouvelle relation a priori de S (décrite dans la partie 4 chapitre 2.2) par extrapolation jusqu'aux températures les plus extrêmes. Les nouveaux coefficients a priori sur S permettent d'obtenir des restitutions de S plus en accord avec [Platt et al., 1987, Chen et al., 2002].

Le signal lidar moléculaire provenant des zones sous les nuages est également utilisé comme contrainte pour restituer l'épaisseur optique. Cette information supplémentaire permet donc au rapport lidar de s'éloigner un peu de son a priori même dans le cas de pixels de lidar seuls ne bénéficiant pas des zones de synergie comme il est présenté sur la Figure IV.12. Sur cette figure les distributions ne sont calculées que pour les pixels provenant de profils de lidar seul donc ne bénéficiant pas de la synergie radar lidar.

La Figure IV.12-a) présente la distribution des rapports lidar obtenus quand l'information du signal moléculaire est utilisé. On remarque alors que S varie légèrement autour de l'a priori repéré par la ligne courbe. La Figure IV.12-b) présente la distribution des rapports lidar obtenus sans utiliser la contrainte du signal moléculaire. On remarque alors que S suit beaucoup plus strictement l'a priori. Ceci prouve bien que l'information apportée par le signal moléculaire permet au rapport lidar de ne pas être entièrement déterminé par l'a priori.

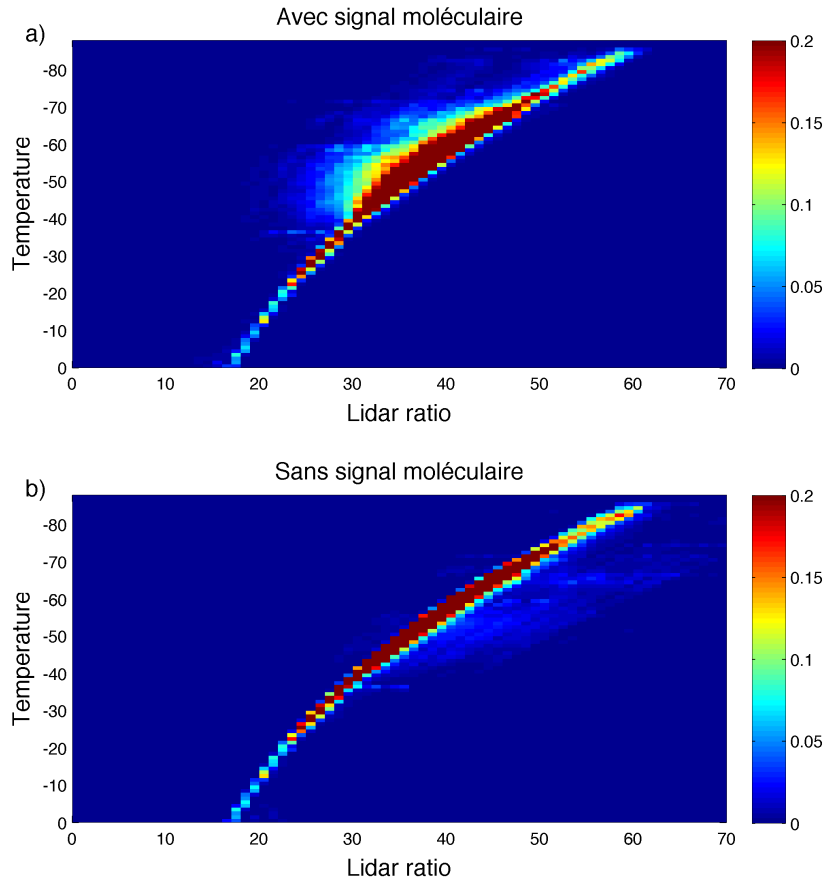


FIGURE IV.12 – Distribution du rapport lidar en fonction de la température pour les profils de lidar seul a) en utilisant et b) sans utiliser le signal moléculaire sous les nuages.

4.3.2 Impact de la nouvelle configuration microphysique sur le contenu en glace

Les différences de distributions d'IWC restitués par les deux configurations sont présentées sur la Figure IV.13 de la même manière que pour la Figure IV.11. La Figure IV.13 présente la distribution de $\log_{10}(IWC)$ pour les deux configurations et leurs différences relatives $\frac{IWC_{configA} - IWC_{configB}}{IWC_{configA}}$ pour différents "instruments flags". Une colonne additionnelle est ajoutée pour les pixels de radar seul (Figures IV.11-g), IV.11-h) et IV.11-i) sur la troisième colonne). On choisi de présenter le $\log_{10}(IWC)$ plutôt que IWC directement car du fait de la forte variabilité des valeurs de IWC (de 10^{-8}kg.m^{-3} à 10^{-2}kg.m^{-3}) il est impossible de trouver un échantillonnage qui permette d'étudier visuellement la distribution de ce contenu.

Les distributions de $\log_{10}(IWC)$ pour tous les pixels, présentées sur les Figures IV.13-a) et IV.13-b) sont assez différentes. En effet, pour les températures entre -45°C et -30°C les IWC restitués avec l'ancienne configuration sont plus concentrés entre les valeurs $IWC = 10^{-5}\text{kg.m}^{-3}$ et $IWC = 10^{-4}\text{kg.m}^{-3}$, alors que avec la nouvelle configuration ils sont plus dispersés entre $IWC = 10^{-6}\text{kg.m}^{-3}$ et $IWC = 10^{-4}\text{kg.m}^{-3}$. De plus, pour les

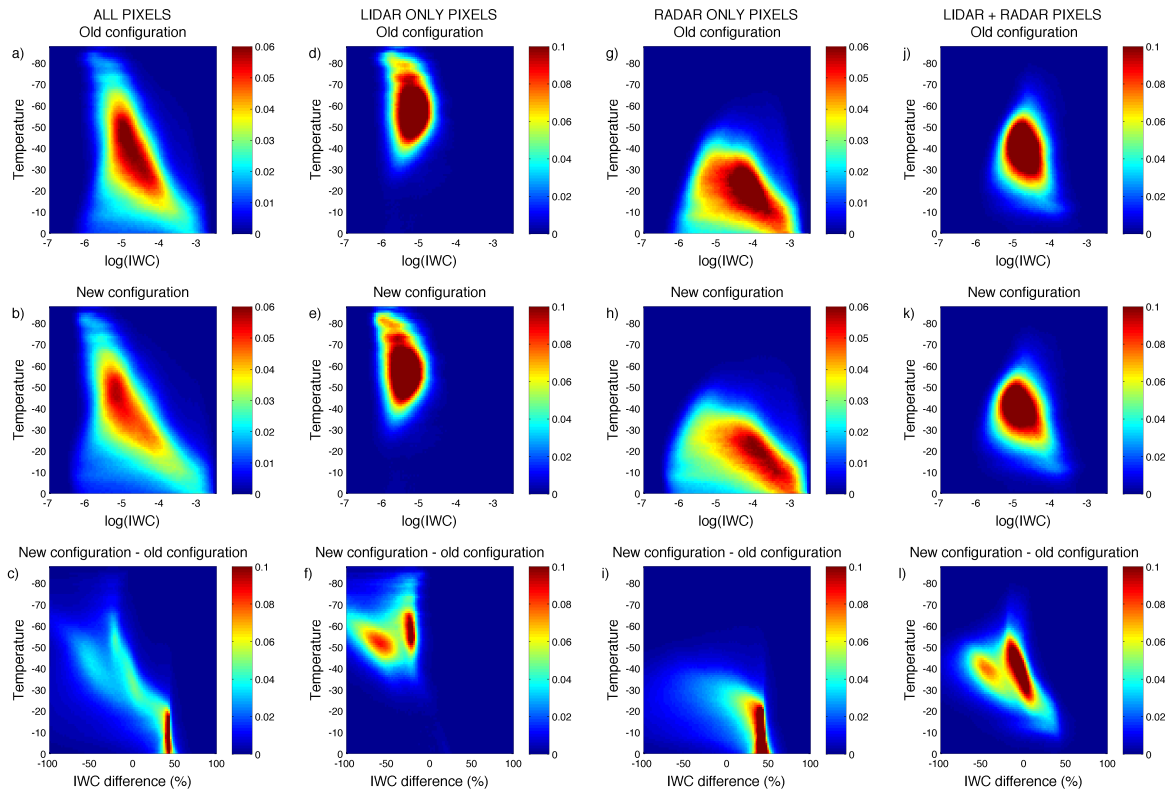


FIGURE IV.13 – a), d), g), j) : Distribution de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température obtenu avec l’ancienne configuration. b), e), h), k) : Distribution de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température obtenu avec la nouvelle configuration. c), f), i), l) : Distribution des différences relatives des IWC provenant des deux configurations différentes respectivement pour tous les pixels, les pixels de lidar seul, de radar seul et de lidar + radar.

températures plus chaudes, le spectre des valeurs de $\log_{10}(IWC)$ est plus large avec la nouvelle configuration qu’avec l’ancienne et IWC atteint des valeurs plus fortes, au delà de 1 g.m^{-3} .

La séparation des distributions pour les pixels avec différents “instruments flag” nous informe que le changement configuration a moins d’influence pour les pixels de radar+lidar. En effet pour ces pixels, deux observations sont disponibles donc les a priori ont moins d’impact (l’erreur sur l’information a priori de N'_0 de la matrice de covariance \mathbf{B} est plus importante).

Pour les pixels de lidar seul on reconnaît les 2 modes observés sur la distribution des différences relatives de S . Le mode près de 0% inclut les pixels qui reçoivent de l’information de la synergie et l’autre mode avec des différences relatives entre -100% et -50% correspond aux pixels de lidar où le vecteur d’état est principalement déterminé par les informations a priori.

La distribution de $\log_{10}(IWC)$ pour les pixels de radar seul montre aussi d’importantes différences. De -20° à 0°C , les différences relatives entre les deux restitutions

atteignent systématiquement 50%. Cette zone rouge correspond aux pixels de radar seul où la propagation d'information n'a plus d'effet et où le vecteur d'état est donc déterminé par les informations a priori et les valeurs de Z . La différence de 50% est représentative de la différence entre les informations a priori sur N'_0 utilisées dans les deux configurations.

Ce chapitre permet donc, outre de révéler l'avantage de la synergie radar-lidar, de montrer que l'utilisation de la nouvelle version de la classification DARDAR-MASK associée à des modifications de paramètres microphysiques, engendre des différences relatives de contenu en glace de -100% à 50%. Il faudra donc s'attendre à de telles différences lorsqu'une nouvelle version de DARDAR-CLOUD sera disponible.

4.3.3 Impact de la nouvelle configuration microphysique sur les simulations de TB

Comme présenté sur la Figure IV.1, la comparaison des températures de brillance observées par MODIS à celles simulées par DARDAR donne une indication de la validité des restitutions. On pourra donc conclure que la configuration qui engendre les plus petites erreurs sur les TB simulées est selon toute vraisemblance la configuration qui fournit les meilleurs restitutions.

Pour cette étude, l'erreur sur le calcul de TB pour les simulations avec l'ancienne configuration a tout de même été corrigé. En effet, on cherche ici à savoir si la nouvelle configuration fournit de meilleurs résultats en terme de calcul de TB. Dans ce sens, il aurait été non judicieux de laisser volontairement cette erreur car les TB simulées n'auraient alors pas été représentatives des restitutions.

Biais, écarts type et erreurs absolues ($\frac{\sum_{i=1}^n |MODIS\ BT_i - DARDAR\ BT_i|}{n}$) des différences entre observations et simulations (pour les deux configurations) pour les trois canaux MODIS sont recensés dans le Tableau IV.6 seulement pour les profils de glace seule. Tous les profils pouvant être contaminés par la présence de gouttes d'eau liquide sont retirés des statistiques. Rappelons que les erreurs des températures de brillance mesurées par MODIS sont rapportées dans le fichier "CloudSat MODIS-AUX Auxillary Data" et présentent des valeurs entre 0.1 K et 0.2 K.

Canal MODIS	Biais [K]			Ecart type [K]			Erreur absolue [K]		
	29	31	32	29	31	32	29	31	32
Ancienne configuration	-1.17	-0.73	-0.94	5.36	5.80	5.89	3.68	3.82	3.91
Nouvelle configuration	-0.59	-0.40	-0.65	5.16	5.60	5.69	3.50	3.71	3.80

TABLEAU IV.6: Biais, écarts type et erreurs absolues des TB simulées par la méthode DARDAR utilisant l'ancienne ou la nouvelle configuration pour les canaux 29, 31 et 32 de MODIS

Le Tableau IV.6 montre que l'ancienne configuration simule des températures de brillance moins en accord avec les observations de MODIS que la nouvelle configuration ; les erreurs de simulations étant globalement plus importantes que les erreurs liées à l'instrument, les comparaisons sont donc significatives. Comme on l'a vu, le rapport lidar obtenu avec l'ancienne configuration atteignaient des valeurs très élevées (que l'on a

supposées trop élevées) pour les températures les plus froides. Ainsi, comme $\beta = \frac{\alpha_v}{S}$ ceci entraîne une surestimation de l'extinction. Ces différences d'extinction, entre autres, sont responsables des différences de TB simulées entre la nouvelle et l'ancienne configuration. Dans les trois canaux, le biais avec l'ancienne configuration est nettement plus important qu'avec la nouvelle, jusqu'à être pratiquement deux fois plus élevé dans le canal 29. Les écarts types sont également plus élevés sans trop de différences suivant les canaux. Les erreurs absolues sont en conséquence plus faibles en utilisant la nouvelle configuration ce qui est encourageant car cela laisse à penser que les modifications apportées au modèle direct et aux informations a priori ont été bénéfiques et améliorent ainsi le produit DARDAR-CLOUD.

5 Adaptation de DARDAR-CLOUD aux mesures des campagnes RALI

De la même manière que pour le produit DARDAR-MASK, l'algorithme de restitution spatial DARDAR-CLOUD a été adapté aux données aéroportées RALI. L'adaptation de l'algorithme ne requiert pas beaucoup de changements après que les données RALI ont été stockées dans des fichiers HDF semblables à ceux de DARDAR-MASK.

Les données RALI sont interpolées sur une grille de résolution verticale de 30 m et horizontale de 3 secondes. La classification adaptée, détaillée dans la partie précédente est utilisée pour sélectionner les portes où appliquer la méthode de restitution.

Pendant les campagnes RALI, le radar RASTA ne possédait que 2 antennes et visait vers le bas (antenne nadir et antenne arrière) alors que aujourd'hui il possède 6 antennes, 3 vers le haut et 3 vers le bas. Le lidar LNG quand à lui pouvait viser au nadir et au zénith et changer de direction de visée en cours de vol.

Certains paramètres spécifiques aux instruments doivent cependant être adaptés à RASTA et LNG et la sélection des pixels adaptée au fait que le lidar LNG peut viser au nadir ou au zénith. En effet lorsque LNG vise au zénith il faut exclure des restitutions les pixels se trouvant alors au dessus de couches d'eau surfondue.

Adapter l'algorithme de restitution à des mesures aéroportées peut permettre la comparaison d'IWC aux mesures in situ comme il a été fait dans [Delanoë et al., 2013], mais également de préparer la mission EarthCARE. Malheureusement pour le moment la méthode de restitution n'a pas encore été adaptée à RALI en version EarthCARE, car peu de données de la HRS de LNG sont pour le moment disponibles. Néanmoins la première étape de l'adaptation à RALI en version CloudSat/CALIPSO a été réalisée et ici sont présentés les résultats obtenus lors des survols déjà présentés dans la partie sur DARDAR-MASK.

Les comparaisons des restitutions d'IWC obtenus à partir des données CloudSat/CALIPSO et RALI lors de survols pendant les campagnes POLCAT et LNG 2010 sont présentées sur les Figures IV.14, IV.15, IV.16 et IV.17. Ces survols ont déjà été présentés dans la partie sur l'adaptation de DARDAR-MASK aux données RALI.

La Figure IV.14 présente les résultats lors du survol 26 de la mission POLARCAT qui était également présenté dans [Delanoë et al., 2013] mais les résultats y étaient obtenus

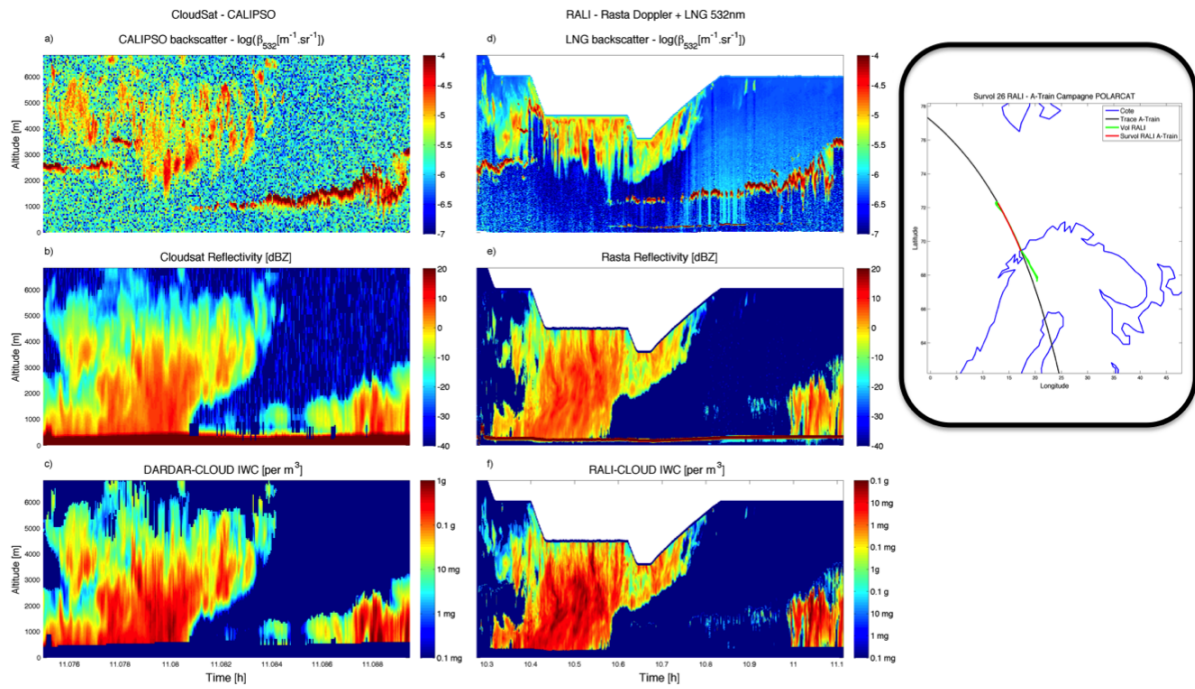


FIGURE IV.14 – Présentation des restitutions spatiale et aéroportée d'IWC lors du survol 26 de la campagne POLARCAT le 04 Avril 2008. a) et d) Rétrodiffusion lidar respectivement spatiale et aéroportée, b) et e) Réflectivité radar respectivement spatiale et aéroportée, c) et f) IWC restitué par l'algorithme spatial et aéroporté. La localisation du survol se trouve dans l'encadré en haut à droite.

avec une version du code non opérationnelle spécifique à ce cas.

Sur les 4 survols présentés, on observe une bonne correspondance dans la restitution de l'IWC, mais les différences observées peuvent être dues à la fois à la différence de résolution et de sensibilité des instruments spatiaux et aéroportés mais également au temps écoulé entre la trace de l'A-Train et la trace de RALI. On voit bien sur l'abscisse des graphes représentant le temps que RALI met évidemment bien plus longtemps à parcourir la distance du survol que les satellites. De plus il faut garder à l'esprit que la colocalisation peut ne pas être parfaite. Colocalisation spatiale et temporelle posent justement des problèmes lorsqu'on essaie de valider les restitutions spatiales avec des mesures in situ aéroportées : les situations nuageuses évoluent trop vite et sont trop localisées pour qu'une telle validation puisse être mise en place facilement.

Précisons tout de même que les contenus présentés sur la figure IV.17 allant jusqu'à 10 g.m^{-3} voire plus dans RALI au niveau de la convection sont à considérer avec précaution. En effet, ces zones sont très mal documentées car il est très difficile de réussir à obtenir des données in situ dans ce type de situations nuageuses. Les bases de données in situ ne contiennent donc pratiquement pas d'informations sur ces régions et par conséquent les LUT créées pour le modèle direct simulent mal ce genre de situations.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons montré les avantages de la synergie radar lidar. En effet,

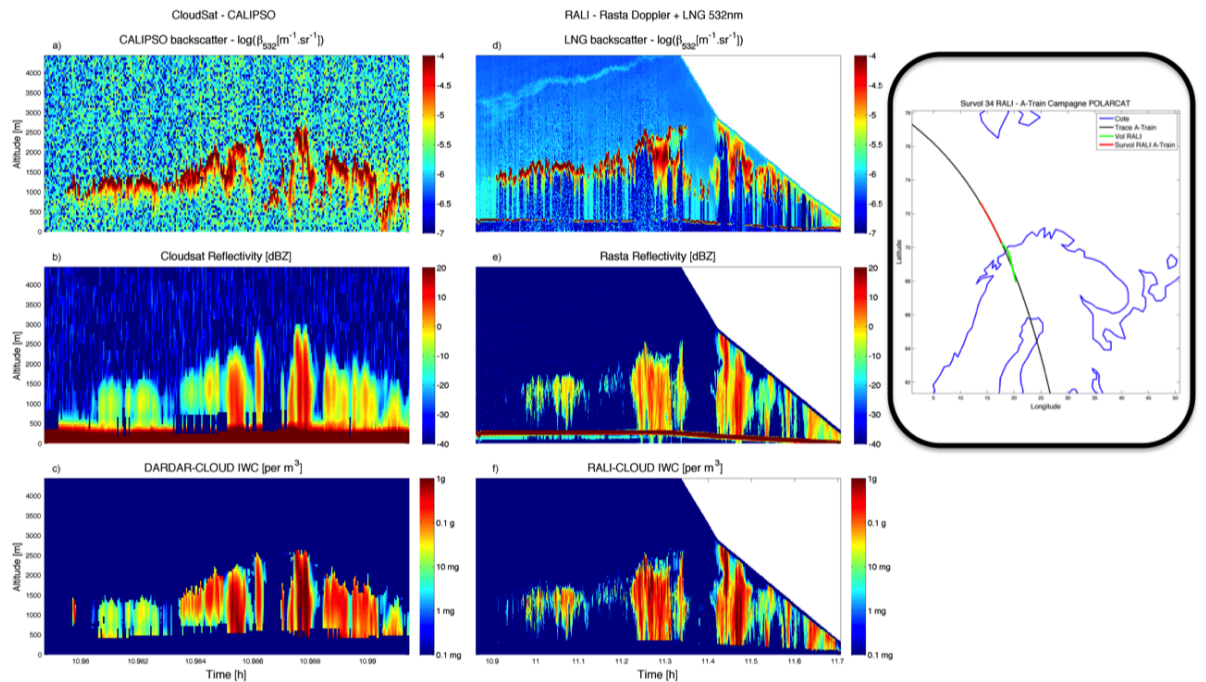


FIGURE IV.15 – Présentation des restitutions spatiale et aéroportée d'IWC lors du survol 34 de la campagne POLARCAT le 10 Avril 2008. L'organisation des sous figures est identique à celle de la Figure IV.14.

celle-ci permet de contraindre les restitutions dans leur zone de sensibilité commune ; les zones détectées par un seul instrument peuvent tout de même bénéficier de l'information des zones synergiques. Cette contrainte a permis de déterminer un nouvel a priori sur le rapport lidar plus réaliste. Ce changement d'a priori sur S , combiné à d'autres modifications dans la configuration du modèle microphysique ainsi que l'utilisation de la nouvelle classification d'hydrométéores engendrent des différences de contenu en glace restitué de -100% à 50% par rapport à la version actuellement disponible chez ICARE.

Nous avons aussi montré que l'adaptation de l'algorithme de restitution à RALI était possible mais ceci ne peut pas encore être qualifié de validation ; il faudrait comparer ces restitutions avec des mesures in situ tout en prenant en compte la non collocalisation spatiale et temporelle entre l'avion et le satellite, la variabilité des mesures in situ ainsi que la variabilité des restitutions en fonction de différentes paramétrisations dans le modèle microphysique. Pour palier le problème de collocalisation, il est possible de comparer la moyenne des mesures in situ par intervalle de températures à la moyenne de nos histogrammes 2D du $\log(\text{IWC})$ en fonction de la température, comme présenté sur la Figure IV.18 où sont superposées à l'histogramme, les moyennes des contenus de l'histogramme en blanc et les moyennes des contenus obtenus in situ lors de toutes les campagnes décrites dans [Heymsfield et al., 2010] en rose.

On voit que pour les températures les plus chaudes (supérieures à -20°C), qui sont globalement bien échantillonnées lors des campagnes de mesures il y a une bonne correspondance entre les points blancs et les points roses, ce qui indique que les restitutions sont en accord avec les observations in situ. Par contre, pour les températures plus

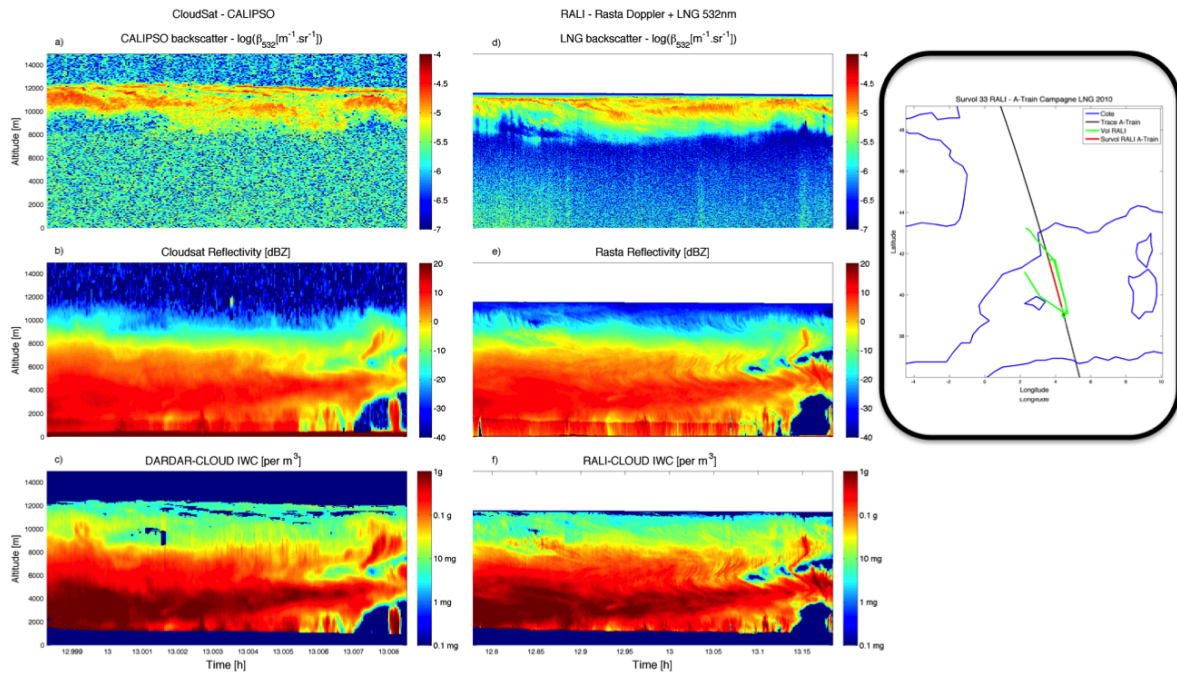


FIGURE IV.16 – Présentation des restitutions spatiale et aéroportée d'IWC lors du survol 33 de la campagne LNG-2010 le 29 Novembre 2010. L'organisation des sous figures est identique à celle de la Figure IV.14.

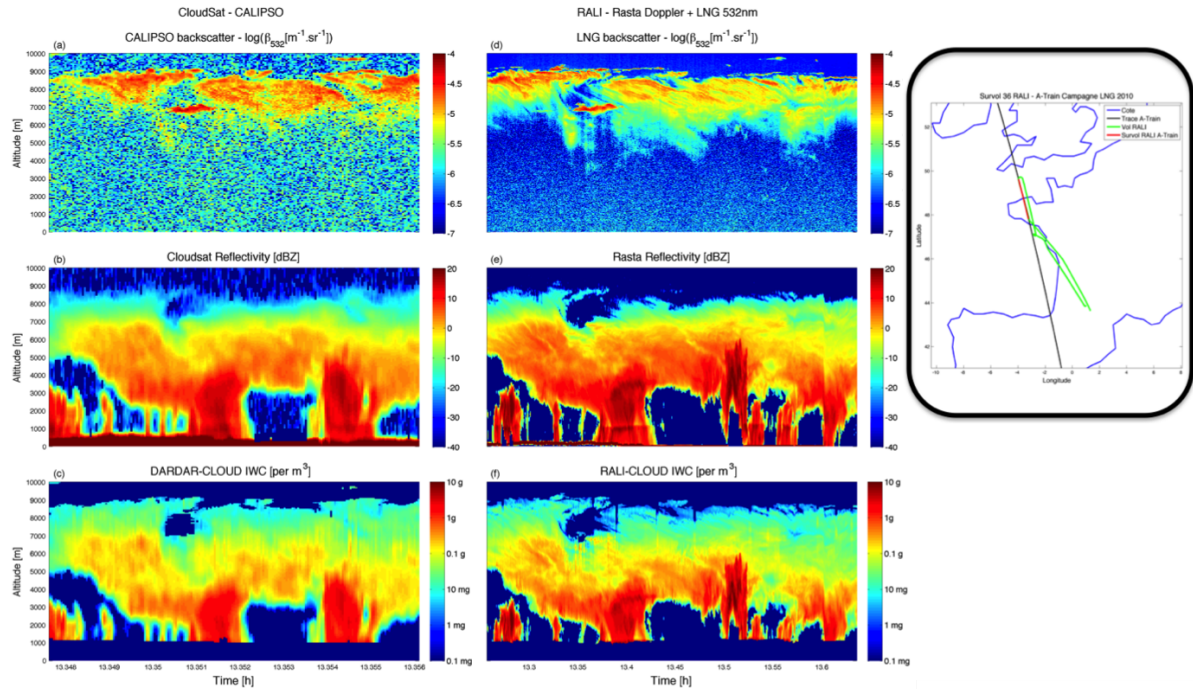


FIGURE IV.17 – Présentation des restitutions spatiale et aéroportée d'IWC lors du survol 36 de la campagne LNG-2010 le 04 Décembre 2010. L'organisation des sous figures est identique à celle de la Figure IV.14.

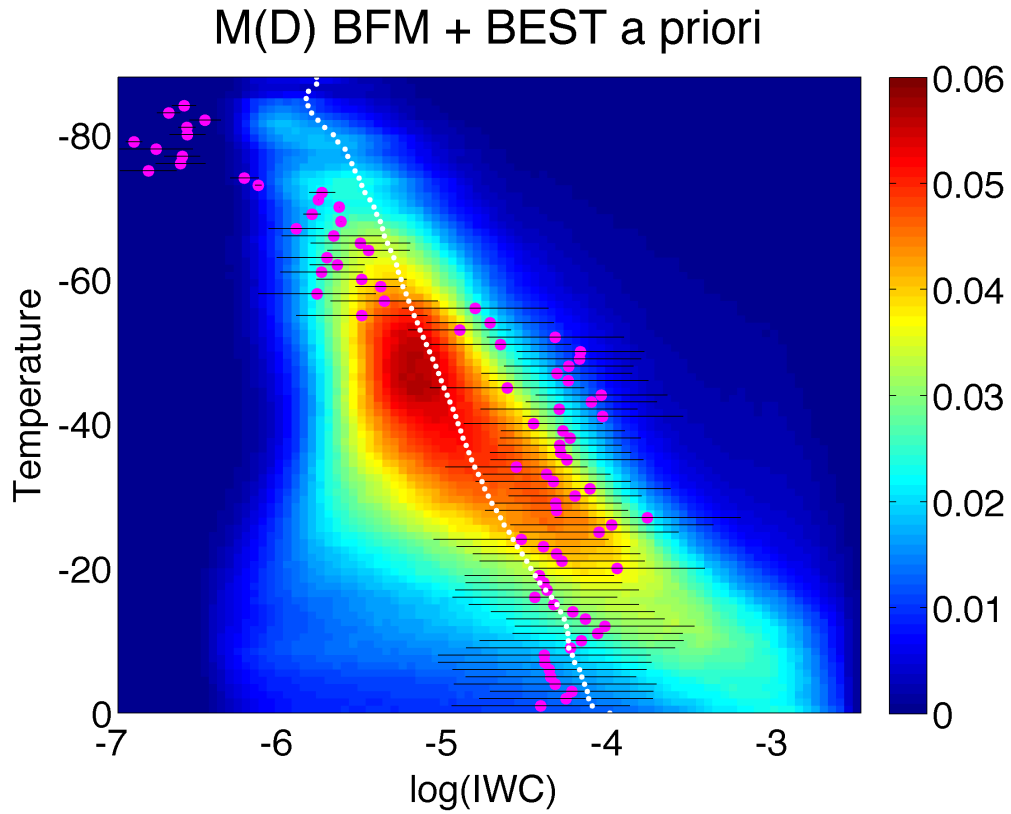


FIGURE IV.18 – Distribution de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température avec en blanc les moyennes des contenus en glace restitués et en rose les moyennes des contenus en glace mesurés lors des campagnes de [Heymsfield et al., 2010] avec leur variabilité représentée par la barre noire horizontale.

froides que -20°C , il y a plus de disparités entre les observations et les mesures et l'on suspecte que la raison principale de cette disparité est le manque d'observations dans ces gammes de températures. Pour pouvoir procéder à ce type de validation plus poussée, il faudrait grandement augmenter les bases de données in situ avec des observations de IWC les plus précises possible dans différentes régions du globe et couvrant les gammes de températures les plus froides.

Cinquième partie

Sensibilités des restitutions aux hypothèses du modèle

Sommaire

1	Etude de la sensibilité des restitutions	124
2	Impact du modèle microphysique sur les restitutions	126
2.1	Etude des températures de brillance	126
2.1.1	Validation des restitutions par comparaison de TB	126
2.1.2	Utilisation de certains profils contenant de l'eau liquide	128
2.2	Impact de la relation a priori de N'_0 sur les restitutions d'IWC	132
2.3	Impact de la loi de masse-diamètre sur les restitutions d'IWC	133
3	Impact de l'assimilation des radiances IR sur les restitutions	137
3.1	Les combinaisons de radiances assimilées	137
3.2	Impact de l'assimilation de MODIS 213 sur IWC	139
3.3	Dépendance des restitutions d'IWC au choix de $M(D)$ avec assimila- tion des radiances	141
4	Cas d'étude	142

Depuis la version 2.1.1 du produit DARDAR-CLOUD, certains paramètres du modèle direct ainsi que les coefficients des relations a priori du rapport lidar et de N'_0 ont été modifiés. Nous avons vu dans la partie précédente comment les restitutions de DARDAR-CLOUD réagissaient à ces modifications et les calculs de TB indiquent une amélioration des résultats.

Cependant, les restitutions ont jusqu'à présent été obtenues en utilisant la loi de masse-diamètre BFM (Brown, Francis et Mitchell [Brown and Francis, 1995, Mitchell, 1996]) sans utiliser l'information des radiomètres IR dans la méthode variationnelle. Or, d'autres lois de masse-diamètre ($M(D)$) sont envisageables et nous verrons dans cette partie comment les restitutions sont affectées par différents choix de $M(D)$ issus de la littérature ainsi que par l'assimilation des radiances IR. Cette partie a donc pour but de mettre en évidence l'incertitude des restitutions d'IWC de DARDAR-CLOUD en fonction des incertitudes en entrée de l'algorithme.

1 Etude de la sensibilité des restitutions

Connaitre la sensibilité des restitutions en fonction des différentes hypothèses microphysiques (comme la loi de masse-diamètre) envisageables est très important pour évaluer la confiance avec laquelle les restitutions obtenues peuvent être utilisées dans les validations de modèles météorologiques et climatologiques.

Les différentes lois $M(D)$ décrites dans la littérature sont toutes des lois de puissance, et ont été formulées à partir de mesures in situ recueillies lors de campagnes aéroporées. Les bases de données utilisées pour la création des différentes lois provenant de campagnes différentes incluent nécessairement des situations nuageuses différentes.

Outre la loi BFM utilisée à l'heure actuelle dans DARDAR-CLOUD, deux autres lois décrites dans [Heymsfield et al., 2010] et [Delanoë et al., 2014] sont testées : celle qui s'appellera par la suite "Composite" qui est supposée être un compromis valable pour tous types de nuages, et celle qui s'appellera par la suite "Convective" qui est supposée être plus adaptée aux nuages convectifs. Ces trois différentes lois de masse-diamètre sont explicitées dans le Tableau V.1.

$M(D)$	$D \leq 0.01$ cm	$0.01 < D \leq 0.03$ cm	$D > 0.03$ cm
BFM	$1.677 \cdot 10^{-1} D^{2.91}$	$1.66 \cdot 10^{-3} D^{1.91}$	$1.9241 \cdot 10^{-3} D^{1.9}$
Composite	$7 \cdot 10^{-3} D^{2.2}$		
Convective	$6.3 \cdot 10^{-3} D^{2.1}$		

TABLEAU V.1: Lois de masse-diamètre utilisées dans cette étude.

Les coefficients a , b et c des relations a priori de N'_0 ($\ln(N'_0) = \ln(N_0^*/\alpha_v^c) = a - bT$) pour chacune des $M(D)$ sont calculés à partir des bases de données de [Heymsfield et al., 2010]. Pour la loi BFM, on retrouve donc les nouveaux coefficients déjà présentés dans la partie précédente et plus précisément dans le Tableau IV.1. Les coefficients de la relation a priori pour chaque $M(D)$ sont appelés de la même manière que la $M(D)$ elle-même, à savoir BFM, Composite et Convective. De plus une relation a priori sur N'_0 supplémentaire est établie en sélectionnant la meilleure loi de masse-

diamètre (en les confrontant aux mesures bulk in situ d'IWC) pour chacune des campagnes décrites dans [Heymsfield et al., 2010]. Dans la suite cet a priori sera nommé BEST. L'a priori BEST peut donc être utilisé avec n'importe quelle loi de masse-diamètre. Les valeurs des coefficients sont indiquées dans le Tableau V.2. Le facteur c reliant N'_0 à N_0^* reste inchangé car toujours calculé à partir de la base de données de [Heymsfield et al., 2010].

	a	b	c
BFM	25.893564	0.090536	1.10
Composite	25.298883	-0.098415	1.10
Convective	25.419785	-0.095041	1.10
BEST	25.445295	0.094230	1.10

TABLEAU V.2: Coefficients de la relation a priori sur N'_0 : $\ln(N'_0) = \ln(N_0^*/\alpha_v^c) = a - bT$ calculés à partir des bases de données in situ de [Heymsfield et al., 2010] pour 3 différentes lois de masse-diamètre.

Six combinaisons de lois de masse diamètre et de coefficients d'a priori sont donc testées. Ces 6 tests sont recensés dans le Tableau V.3, le test 2 correspondant à la nouvelle configuration de DARDAR étudiée dans la quatrième partie de cette thèse.

Test	$M(D)$	a priori
1	BFM	BEST
2	BFM	BFM
3	Composite	BEST
4	Composite	Composite
5	Convective	BEST
6	Convective	Convective

TABLEAU V.3: Six différentes combinaisons de $M(D)$ et de coefficients de relation a priori sur N'_0 .

Dans le troisième chapitre de cette partie sera détaillée l'étude réalisée pour définir si l'ajout des observations radiométriques dans la méthode variationnelle est bénéfique ou non, compte tenu du fait que le temps de calcul avec assimilation des radiances est multiplié par 4 ou 5. Pour cela, des tests en assimilant les radiances de MODIS ou d'IIR pour les 3 $M(D)$ différentes sont réalisés (ces tests se limitant aux coefficients a priori BEST).

MODIS et IIR fournissant des radiances à 3 longueurs d'ondes différentes utiles pour l'étude des nuages, en pratique, on assimile la radiance à une longueur d'onde et la différence des radiances aux deux autres longueurs d'onde. Ceci permet tout d'abord d'utiliser les informations des 3 longueurs d'onde disponibles et également, dans le cas de la différence de radiances, de s'affranchir des erreurs de température du profil atmosphérique étudié. Dans la suite du texte les combinaisons de radiances assimilées sont appelées 123, 213 et 312 selon la description du Tableau V.4.

Pour les $M(D)$ Composite et Convective seule la combinaison de radiances 213 sera testée (ce choix ayant été fait sans raison particulière). Les 5 combinaisons de $M(D)$ et

	123	213	312
I_λ	8 μm	10 μm	12 μm
ΔI	10 μm -12 μm	8 μm -12 μm	8 μm -10 μm

TABLEAU V.4: Combinaisons des longueurs d'onde IR assimilées dans la méthode variationnelle.

de combinaisons de longueurs d'onde IR assimilées sont recensées dans le Tableau V.5.

Test	$M(D)$	Combinaison de radiance
7	BFM	123
8	BFM	213
9	BFM	312
10	Composite	213
11	Convective	213

TABLEAU V.5: Cinq différentes combinaisons de $M(D)$ (avec les coefficients a priori sur N'_0 BEST) et de combinaison de radiances assimilées.

Au total, pour l'étude de la variabilité des résultats en fonction du modèle microphysique et de l'assimilation des radiances, les 11 tests différents sont exécutés sur les 10 jours d'étude répartis tout au long de l'année 2010.

2 Impact du modèle microphysique sur les restitutions

Dans ce chapitre, nous discutons dans quelle mesure les restitutions de DARDAR-CLOUD sont dépendantes du choix de loi de masse-diamètre et de relation a priori sur N'_0 . Les différentes lois et coefficients d'a priori testés dans le cadre de cette thèse ont été présentés dans le chapitre précédent mais d'autres lois seraient également envisageables. Dans ce chapitre, pour les 6 tests décrits précédemment et resumés dans le Tableau V.3, seuls les lois de masse-diamètre et les coefficients a et b de la relation a priori sur N'_0 sont modifiés pour étudier la variabilité des restitutions en fonction de ces deux hypothèses ; le reste de la configuration, la relation a priori sur S , la forme de la DDP, le modèle direct du radar et des radiances, ainsi que les données auxiliaires restent les mêmes, à savoir la configuration améliorée présentée dans la quatrième partie.

2.1 Etude des températures de brillance

2.1.1 Validation des restitutions par comparaison de TB

Comme indiqué dans la quatrième partie et schématisé sur la Figure IV.1 les températures de brillance peuvent servir à vérifier la cohérence des restitutions. Si les TB simulées sont très différentes des TB mesurées alors il y a peu de chance pour que le vecteur d'état optimal soit correct. Par contre, si les TB simulées sont proches des TB mesurées alors le vecteur d'état est vraisemblablement cohérent mais ceci ne représente

pas une garantie de l'exactitude des résultats car la simulation de TB dépend principalement des restitutions dans les parties supérieures des nuages, donc plusieurs vecteurs d'état différents peuvent produire la même TB.

Dans un premier temps, les radiances mesurées par MODIS sont comparées à celles simulées par les 6 tests DARDAR sur les profils ne contenant que de la glace, pour s'affranchir de l'influence de l'eau liquide présente sur la colonne atmosphérique. Les résultats de biais, écarts types et erreurs absolues, pour les 6 tests dans les 3 canaux, sont rapportés sur la Figure V.1 respectivement sur les sous figures V.1-a, V.1-b et V.1-c. Les abscisses correspondent aux 6 différents tests et les 3 couleurs aux 3 canaux de MODIS. Le biais est la moyenne des différences $\frac{\sum_{i=1}^n MODIS\ BT_i - DARDAR\ BT_i}{n}$ avec n le nombre de profils de glace seule, et l'erreur absolue est la moyenne des différences absolues $\frac{\sum_{i=1}^n |MODIS\ BT_i - DARDAR\ BT_i|}{n}$.

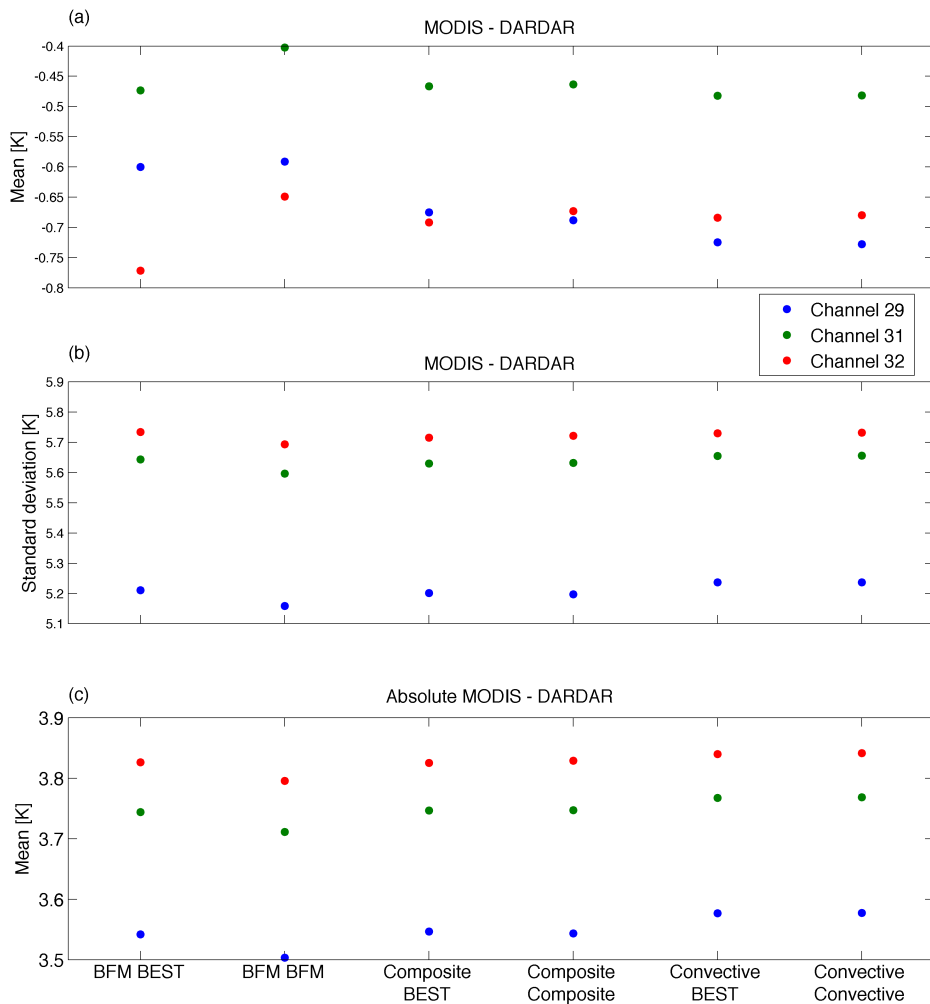


FIGURE V.1 – a) Moyenne des différences, b) Ecart types des différences et c) Moyenne des différences absolues entre les TB mesurées par MODIS et simulées par DARDAR dans les 3 canaux (points bleus, verts et rouges) pour les 6 tests réalisés (en abscisse) pour les profils ne contenant que de la glace.

Cette figure montre que les erreurs absolues n'excèdent pas 4 K et les biais 1 K. On remarque tout de même que dans le canal 32 les TB simulées par DARDAR présentent à la fois un biais plus important et une dispersion plus importante. On remarque également que les erreurs de TB provenant des 6 tests sont très similaires. En effet les différences de biais entre les 6 tests excèdent à peine 0.1 K dans le canal 29, et les différences d'erreurs absolue 0.06 K. Il est donc très difficile à ce stade de dire si l'une des combinaisons de $M(D)$ et de coefficients a priori testées est meilleure que les autres.

Le même type de comparaison a été fait en utilisant le radiomètre IIR, et les conclusions sont les mêmes. A titre d'information, pour comparaison, le Tableau V.6 indique les erreurs absolues des TB d'IIR et de MODIS simulées par les $M(D)$ BFM et Composite avec les coefficients a priori BEST.

	8 μm		10 μm		12 μm	
	IIR	MODIS	IIR	MODIS	IIR	MODIS
BFM BEST	3.3714	3.5096	3.5460	3.7150	3.4150	3.7983
Composite BEST	3.4214	3.5464	3.5776	3.7465	3.4416	3.8253

TABLEAU V.6: Erreurs absolues des TB d'IIR et de MODIS simulées par DARDAR $M(D)$ BFM et Composite.

Pour se rendre compte plus visuellement de la qualité des simulations de TB et de leur variabilité, la Figure V.2 présente la distribution des TB simulées par DARDAR $M(D)$ BFM avec les a priori BEST en abscisse et observées par MODIS (Figures V.2-a, V.2-b et V.2-c) ou IIR (Figures V.2-d, V.2-e et V.2-f) en ordonnée. On voit bien que la plupart des TB sont bien alignées selon la diagonale donc non biaisées, mais un peu dispersées. Les formes des distributions sont globalement similaires dans les 3 canaux et selon que l'on simule les TB de MODIS ou d'IIR. Cependant on remarque, comme on l'a vu sur la Figure V.1 que cette dispersion est un peu plus importante pour le canal à 12 μm . De plus on remarque aussi que les TB simulées pour IIR sont moins dispersées principalement pour les températures entre 260 K et 300 K.

Dans la partie précédente, on a montré que le test 2 du Tableau V.3 donnait de meilleurs résultats que la version actuelle de DARDAR-CLOUD pour ce qui était des simulations de TB, considérant donc les restitutions du test 2 meilleures que les restitutions de DARDAR-CLOUD v2.1.1. Les simulations de TB d'IIR ou de MODIS sur les profils de glace seule des 6 tests présentés ici donnant des résultats similaires au test 2, les restitutions pour ces 6 tests peuvent être considérées cohérentes. Malheureusement l'étude des simulations de TB ne permet pas de désigner une combinaison de $M(D)$ et de coefficients a priori meilleure que les autres.

2.1.2 Utilisation de certains profils contenant de l'eau liquide

L'étude du chapitre précédent n'incluait dans les statistiques que les profils de glace seule, c'est-à-dire sans prendre le risque d'avoir des TB contaminées par de l'eau liquide. Cependant, si l'eau liquide se trouve sous une épaisse couche de nuage de glace, on peut imaginer que cette eau liquide n'aura plus d'impact sur la radiance au sommet de l'atmosphère. Comme mentionné précédemment, dorénavant, pour le calcul de TB dans

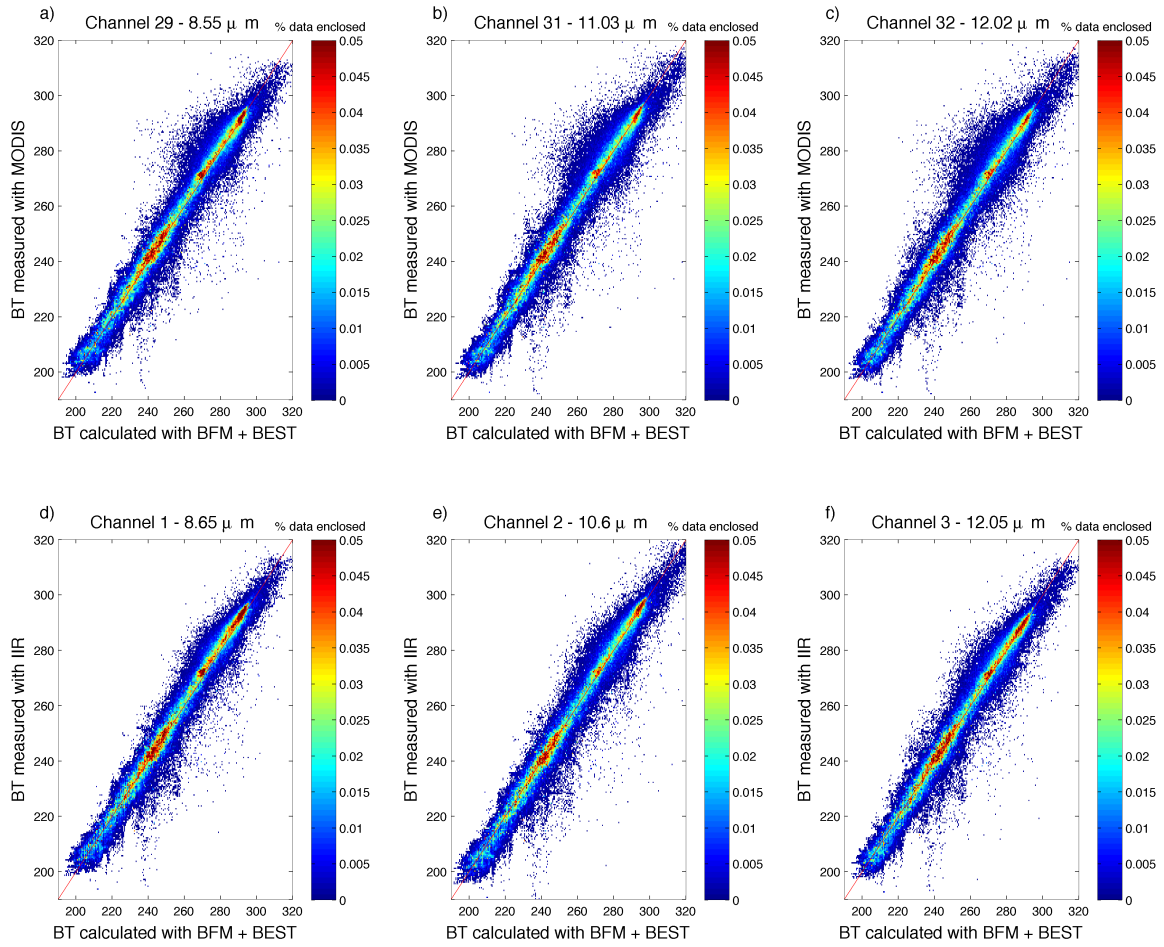


FIGURE V.2 – Distribution des TB simulées par DARDAR et observées par (a), (b) et (c) MODIS et (d), (e) et (f) IIR pour les canaux à $8 \mu\text{m}$ (a) et (d), $10 \mu\text{m}$ (b) et (e) et $12 \mu\text{m}$ (c) et (f).

DARDAR-CLOUD, on fait l'approximation grossière que l'eau liquide est un corps noir. Cette approximation va permettre d'identifier l'épaisseur optique de glace nécessaire pour que l'eau liquide présente en dessous n'ait plus d'impact sur les simulations de radiances.

Les TB simulées par DARDAR sont donc comparées aux TB mesurées par MODIS sur tous les profils contenant des nuages d'eau liquide et/ou de la pluie (les profils avec de l'eau surfondue ne sont pas inclus dans les statistiques car ces couches d'eau liquide ne se trouvent pas nécessairement sous les nuages de glace) pour différentes épaisseurs optiques.

La Figure V.3 présente l'évolution des erreurs absolues (en haut) et des biais (en bas) des TB simulées avec BFM (gros points) et Composite (petits points) en fonction de l'épaisseur optique de glace. On remarque que les erreurs de TB pour BFM et Composite sont assez similaires pour les petites épaisseurs optiques. Ceci s'explique par le fait que le corps noir représentant l'eau liquide a un fort impact sur le calcul de température

de brillance. A mesure que l'épaisseur optique du nuage de glace situé au dessus du corps noir augmente, les différences de TB entre les deux $M(D)$ augmentent également. Ceci s'explique par le fait que la microphysique du nuage (régit par $M(D)$) a plus d'importance dans le calcul des TB que le corps noir. A partir d'une épaisseur optique de glace de 3 à 3.5 les différences d'erreurs absolues et de biais en utilisant les $M(D)$ BFM ou Composite sont significatives.

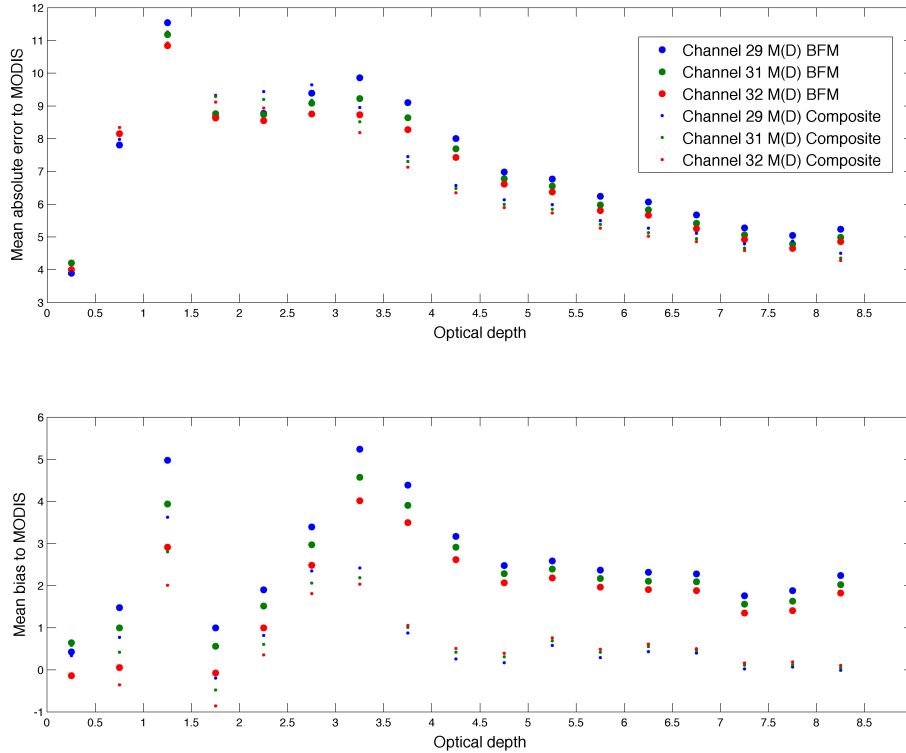


FIGURE V.3 – Erreur absolue (haut) et biais (bas) des TB simulées en comparaison à MDOIS pour les profils contenant de la glace ainsi que des nuages d'eau liquide ou de la pluie pour différentes épaisseurs optiques de glace avec la $M(D)$ BFM (gros points) et Composite (petits points).

Il faut également garder à l'esprit que les biais et erreurs de simulations de TB en considérant l'eau liquide comme un corps noir sont très dépendants de l'altitude, l'épaisseur physique et le type d'eau liquide considérée (pluie ou nuage). Ceci explique le comportement chaotique des biais et erreurs absolues pour les petites épaisseurs optiques, se stabilisant pour des épaisseurs au delà de 4.5. Ce comportement est représentatif de l'influence de l'eau liquide sur les TB simulées lorsque celle-ci n'est pas représentée correctement.

Suite à cette étude, les profils contenant également des nuages d'eau liquide (non surfondue) ou de la pluie si l'épaisseur optique du nuage de glace situé au dessus est supérieure à 4.5 sont donc inclus dans les statistiques. On peut imaginer que rajouter ces profils aux statistiques de biais, écarts types et erreurs des simulations de TB produites par les 6 tests décrits précédemment pourrait permettre d'identifier une combinaison

meilleure que les autres. La même étude que dans le chapitre précédent en incluant ces profils est faite et les résultats sont présentés sur la Figure V.4.

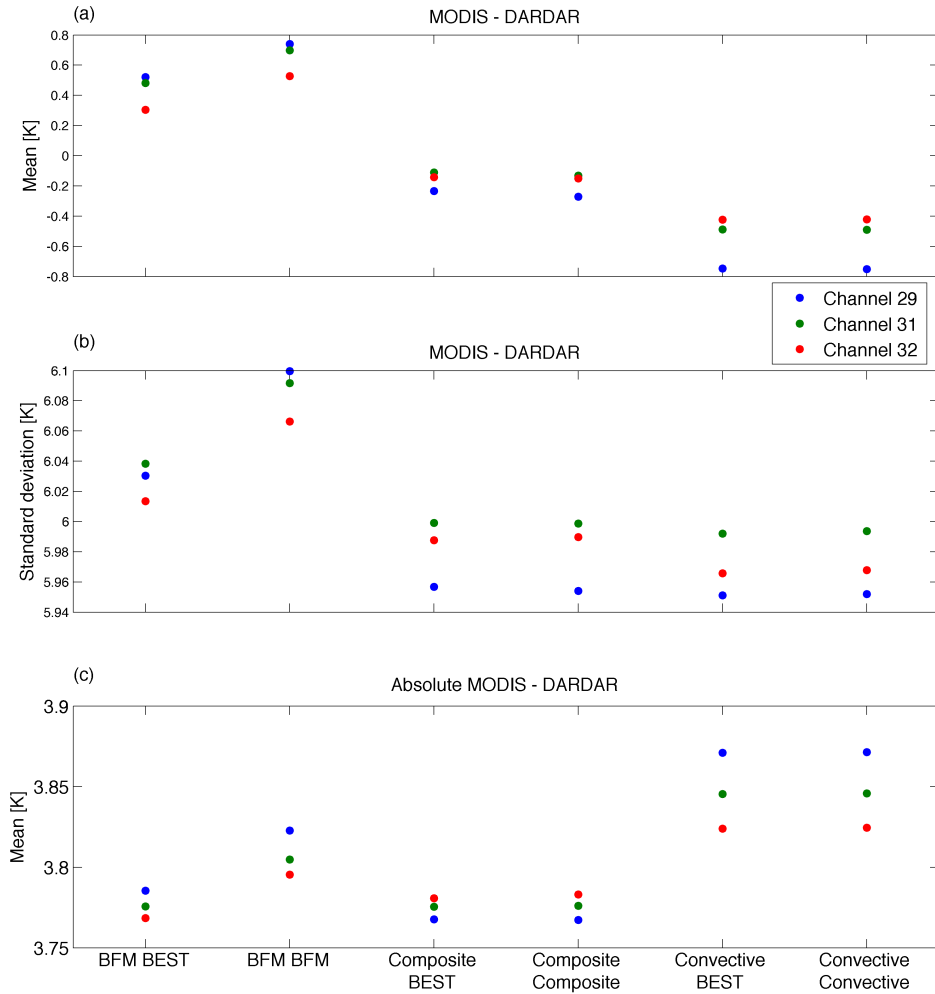


FIGURE V.4 – a) Moyenne des différences, b) Ecart types des différences et c) Moyenne des différences absolues entre les TB mesurées par MODIS et simulées par DARDAR dans les 3 canaux (points bleus, verts et rouges) pour les 6 tests réalisés (en abscisse) pour les profils contenant de la glace et/ou des nuages d’eau liquide ou de la pluie avec une épaisseur optique de glace supérieur à 4.5.

En comparaison à la Figure V.1, on voit que les erreurs absolues augmentent un peu lorsque ces profils sont inclus dans les statistiques (un plus grand nombre de types de nuages est alors considéré). En effet, en ne sélectionnant que les profils de glace seule, les statistiques n’incluaient principalement que des cirrus. Il est aussi très clair que les différences d’erreurs selon les canaux est nettement réduit ; ceci est du au fait que l’émissivité de surface a moins d’influence lorsqu’on considère des nuages optiquement épais. Néanmoins, on remarque que les différences entre les 6 combinaisons testées sont toujours du même ordre de grandeurs et donc que même en incluant ces profils, la comparaison de TB ne permet toujours pas de désigner la meilleure loi $M(D)$.

Cependant il est important de comprendre comment le choix de $M(D)$ et de coefficients a priori peut affecter les restitutions de contenu en glace et ceci est abordé dans les chapitres qui suivent.

2.2 Impact de la relation a priori de N'_0 sur les restitutions d'IWC

Pour étudier l'impact des hypothèses microphysiques sur N'_0 sur les restitutions de contenu en glace, nous travaillons avec les distributions de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température comme dans la quatrième partie sur l'évolution du produit DARDAR-CLOUD. Les distributions présentées incluent tous les pixels où une valeur d'IWC a été obtenue.

La Figure V.5 présente la distribution de $\log_{10}(IWC)$ provenant du test avec la $M(D)$ BFM et les coefficients a priori BEST pour différents “instrument flags”. Les distributions de $\log_{10}(IWC)$ des 5 autres combinaisons de $M(D)$ et d'a priori sont très similaires, l'échelle logarithmique ne permettant pas de rendre compte des différences quantitatives entre les IWC restitués. Rappelons que les distributions de $\log_{10}(IWC)$ provenant de la $M(D)$ BFM avec les coefficients a priori BFM étaient déjà présentées dans la partie précédente sur les Figures IV.13-b, IV.13-e, IV.13-h et IV.13-k.

Pour quantifier les impacts des changements de coefficients de la relation a priori de N'_0 , de la même manière que dans la partie précédente, la différence relative d'IWC de chaque pixel est calculée par :
$$\frac{IWC_{coef_A} - IWC_{coef_B}}{IWC_{coef_A}}.$$

La Figure V.6 présente donc les différences relatives d'IWC obtenues en passant des coefficients BEST aux coefficients calculés spécifiquement pour la $M(D)$ choisie. Les Figures V.6-a, V.6-d, V.6-g et V.6-j correspondent aux différences obtenues avec la $M(D)$ BFM, les Figures V.6-b, V.6-e, V.6-h et V.6-k avec la $M(D)$ Composite et enfin les Figures V.6-c, V.6-f, V.6-i et V.6-l avec la $M(D)$ Convective pour différents “instruments flags”.

Rappelons que les coefficients a et b utilisés ici ont tous été calculés à partir des données in situ provenant de campagnes décrites dans [Heymsfield et al., 2010, Delanoë et al., 2014], et que c'est également à partir de ces données que les lois Composite et Convective ont été obtenues. La loi BFM, par contre, été obtenue à partir d'une base de donnée différente, bien plus limitée et évaluée par [Heymsfield et al., 2010]. L'a priori BEST étant obtenu en utilisant la meilleure $M(D)$ de toutes celles décrites par [Heymsfield et al., 2010] pour chacune des campagnes, il n'est jamais calculé avec la loi BFM. Ceci peut expliquer pourquoi l'on observe plus de différences en changeant l'a priori avec la $M(D)$ BFM (Figures V.6-a, V.6-d, V.6-g et V.6-j) qu'avec les deux autres $M(D)$ de [Heymsfield et al., 2010] (Figures V.6-b, V.6-e, V.6-h, V.6-k, V.6-c, V.6-f, V.6-i et V.6-l). Cependant ces différences restent relativement faibles, en effet on observe un maximum de différences à 12% pour la $M(D)$ BFM (Figures V.6-a et V.6-g) et ce, pour très peu de pixels. Changer l'a priori en utilisant les $M(D)$ Composite et Convective n'a presque aucun impact sur les restitutions d'IWC, excepté pour les températures sous -60°C où l'on peut observer une légère augmentation des différences atteignant à peine 8% pour Composite (Figures V.6-b et V.6-e) et 2% pour Convective (Figures V.6-c et

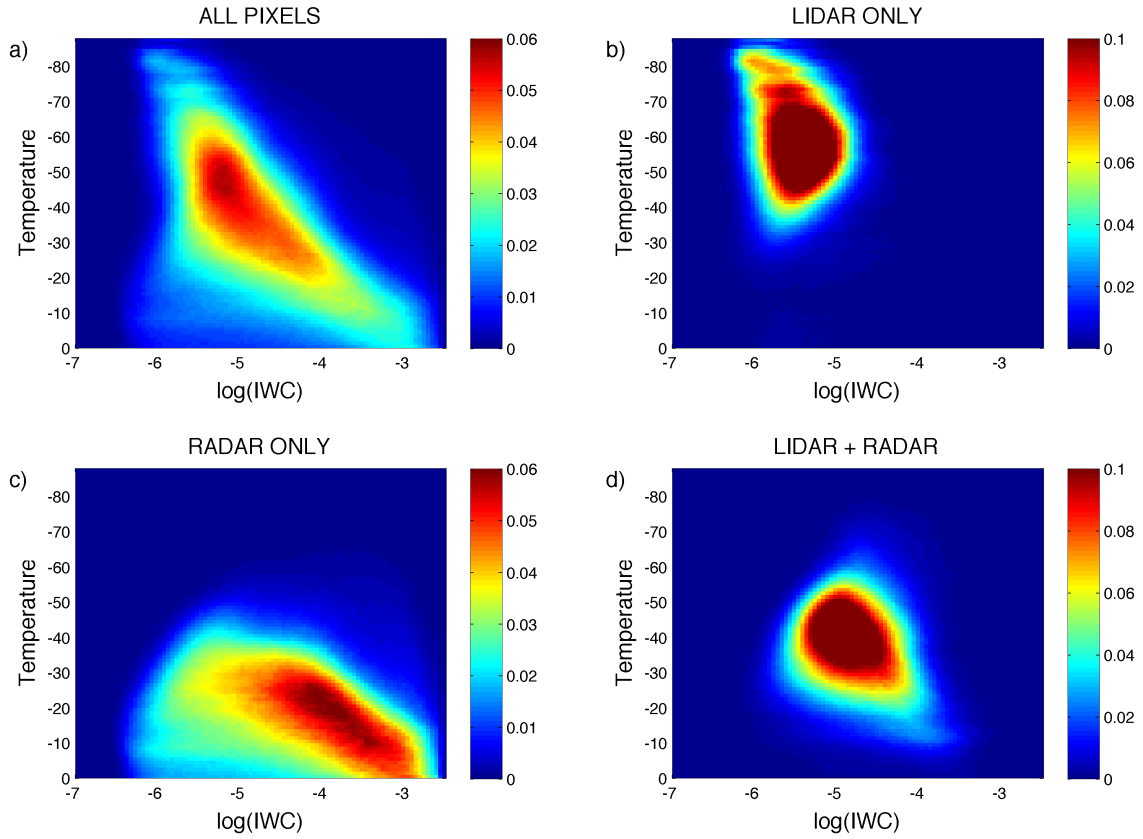


FIGURE V.5 – Distribution de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température pour a) tous les pixels, b) les pixels de lidar seul, c) les pixels de radar seul, d) les pixels de radar+lidar.

V.6-f) .

Globalement, nous avons vu dans cette partie que les IWC restitués en utilisant des coefficients a priori sur N'_0 différents ne présentent pas de fortes variations. Remarquez que les pixels radar+lidar ont des différences bien localisées en 0%, ce qui a du sens vu que dans ces zones l'erreur sur l'a priori de N'_0 est plus importante, le vecteur d'état y est donc principalement déterminé par les données radar et lidar.

On peut donc conclure que si les coefficients a et b de la relation a priori liant N'_0 à la température sont cohérents avec la $M(D)$ utilisée alors leur valeur n'a que peu d'impact sur les restitutions et qu'utiliser un a priori générique valable pour toutes $M(D)$ induit rarement des différences de plus de 10%.

2.3 Impact de la loi de masse-diamètre sur les restitutions d'IWC

Faire l'hypothèse d'une loi de masse-diamètre est nécessaire à DARDAR-CLOUD. En effet, cette loi est utilisée dans la création de la LUT du modèle direct décrite dans la quatrième partie au chapitre 2.2. Malheureusement l'incertitude sur cette loi $M(D)$

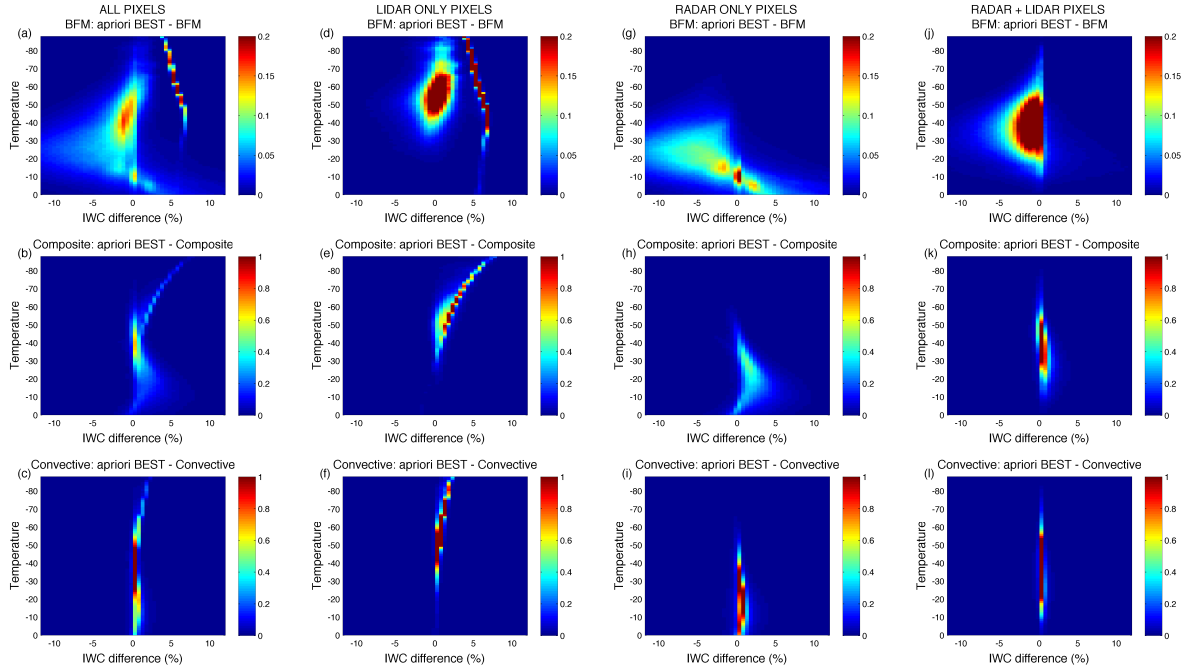


FIGURE V.6 – a), d), g), j) : Distribution des différences relatives des IWC restitués en utilisant la $M(D)$ BFM avec deux a priori différents (BEST et BFM). b), e), h), k) : Distribution des différences relatives des IWC restitués en utilisant la $M(D)$ Composite avec deux a priori différents (BEST et Composite). c), f), i), l) : Distribution des différences relatives des IWC restitués en utilisant la $M(D)$ Convective avec deux a priori différents (BEST et Convective) respectivement pour tous les pixels, les pixels de lidar seul, de radar seul et de lidar + radar.

est difficile à déterminer et à incorporer dans la méthode variationnelle avec précision. Ainsi, plutôt que de chercher à quantifier cette incertitude, il nous a semblé plus simple de tester plusieurs lois décrites dans la littérature ; les différences entre ces $M(D)$ sont représentatives des incertitudes actuelles que l'on peut avoir sur cette hypothèse.

Pour étudier l'impact du choix de la loi de masse-diamètre, le même type d'étude que pour l'impact des coefficients a priori sur N'_0 a été réalisée, mais ici sont comparées les IWC restitués par les 3 lois $M(D)$ (toujours avec les coefficients a priori BEST).

La Figure V.7 montre les différences relatives d'IWC restitués par différentes lois de masse-diamètre : $\frac{IWC_{M(D)A} - IWC_{M(D)B}}{IWC_{M(D)A}}$. La première ligne, Figures V.7-a, V.7-d, V.7-g et V.7-j, correspond aux différences d'IWC entre BFM et Composite (qui sont toutes les deux supposées être adaptées à tous types de nuages [Heymsfield et al., 2010]). La seconde ligne, Figures V.7-b, V.7-e, V.7-h et V.7-k correspond aux différences d'IWC entre BFM et Convective (Convective étant principalement valable pour les nuages convectifs) ; et la troisième ligne, Figures V.7-c, V.7-f, V.7-i et V.7-l correspond aux différences d'IWC entre Composite et Convective qui sont toutes deux dérivées de la même base de données [Heymsfield et al., 2010] mais pour des situations nuageuses différentes. De la même manière que précédemment les colonnes correspondent aux différents instruments flags.

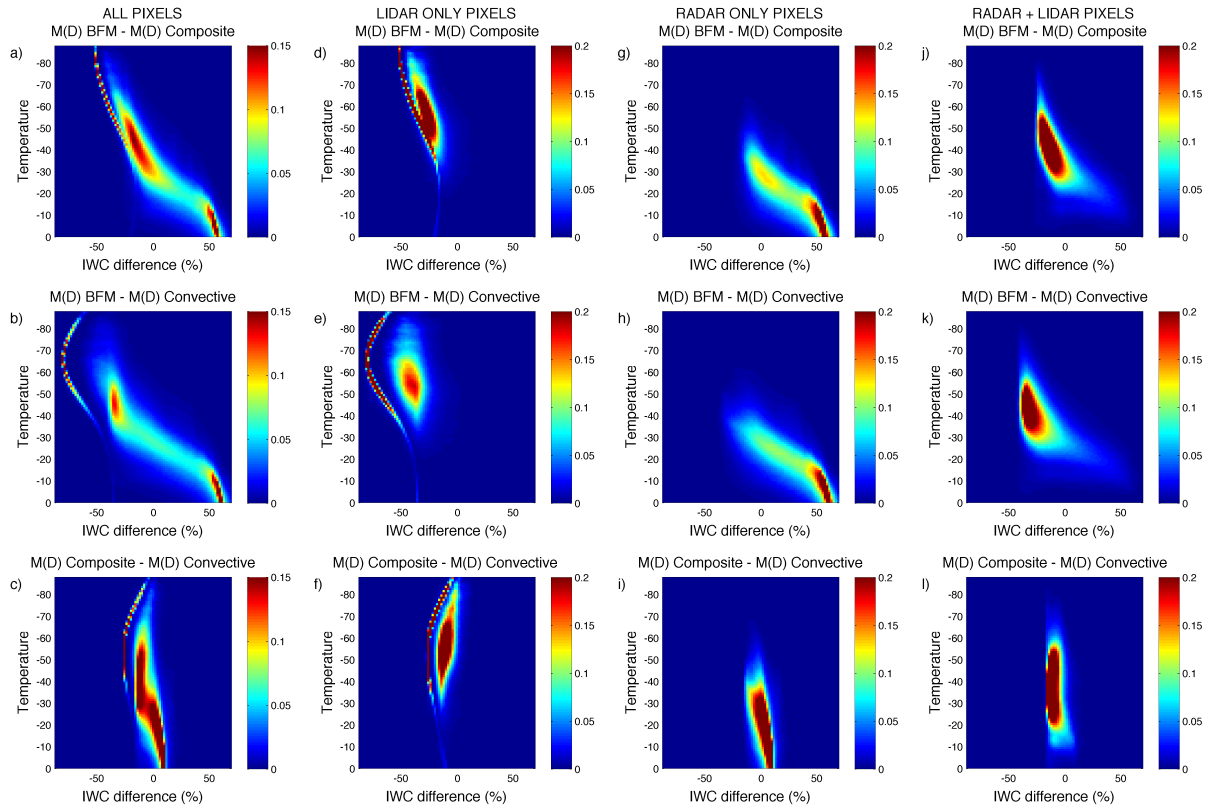


FIGURE V.7 – Comparaison des distributions des différences relatives d'IWC en fonction de la température quand la loi de masse-diamètre est modifiée dans la méthode de restitution. a), d), g), j) : Changement de $M(D)$ BFM à Composite. b), e), h), k) : Changement de $M(D)$ BFM à Convective. c), f), i), l) : Changement de $M(D)$ Composite à Convective respectivement pour tous les pixels, les pixels de lidar seul, de radar seul et de lidar + radar.

Les distributions des Figures V.7-a, V.7-b et V.7-c incluant tous les pixels montrent que les différences relatives maximum d'IWC atteignent jusqu'à -80% (entre BFM et Convective). Ceci peut s'expliquer, comme précisé précédemment, que BFM et Convective non seulement ne sont pas créées à partir des mêmes données in situ mais en plus ne sont pas adaptées aux mêmes types de nuages. On trouve les différences minimum entre Composite et Convective où des différences de seulement -25% sont atteintes pour les pixels de lidar seul.

Les distributions des Figures V.7-a, V.7-b et V.7-c présentent toutes des pixels séparés en 3 modes :

- Le premier mode est la fine courbe rouge (de forte occurrence) qui atteint un maximum de différence négative. Cette courbe est présente pour chaque différence de $M(D)$ mais la courbure est différente et n'atteint pas le même minimum dans les 3 cas. On remarque que cette courbe est également présente sur les Figures V.7-d, V.7-e et V.7-f dans les distributions ne contenant que les pixels de lidar. Cette courbe correspond aux pixels de lidar ne recevant pas d'information des zones synergiques radar-lidar par le biais

des éléments non diagonaux de la matrice de corrélation des erreurs sur les coefficients a priori de N'_0 . Les restitutions des nuages fins de types cirrus qui sont principalement vus par le lidar seulement seront donc très dépendantes de la loi de masse-diamètre utilisée.

– Le second mode est la petite zone rouge localisée vers 50% pour les différences avec BFM et plus proche de 0% pour les différences entre Composite et Convective, pour les températures les plus chaudes (entre -20°C et 0°C). On remarque que ce mode est également présent sur les Figures V.7-g, V.7-h et V.7-i dans les distributions ne contenant que les pixels de radar. Il correspond aux pixels de radar ne bénéficiant pas de la propagation d'information des zones synergiques (de la même manière que le premier mode pour les pixels de lidar seul).

– Le troisième mode, dont les différences s'étendent de -60% à 60% , ont un spectre de différences plus large passant par 0% et correspond aux pixels soit détectés par les deux instruments soit aux pixels détectés par un seul instrument mais recevant de l'information de ces zones grâce à la propagation de l'information sur N'_0 .

Pour illustrer l'impact de la synergie et de la propagation d'information, l'algorithme de restitution en n'utilisant qu'un instrument à la fois (seulement le radar ou seulement le lidar) avec les $M(D)$ BFM et Composite a été exécuté. Les résultats sont présentés sur la Figure V.8 avec sur la première ligne les restitutions obtenues avec le lidar seul et sur la deuxième ligne avec le radar seul. La première colonne concerne les distribution de $\log_{10}(IWC)$ avec la $M(D)$ BFM, la deuxième avec la $M(D)$ Composite et la troisième la distribution des différences relatives entre les deux $M(D)$.

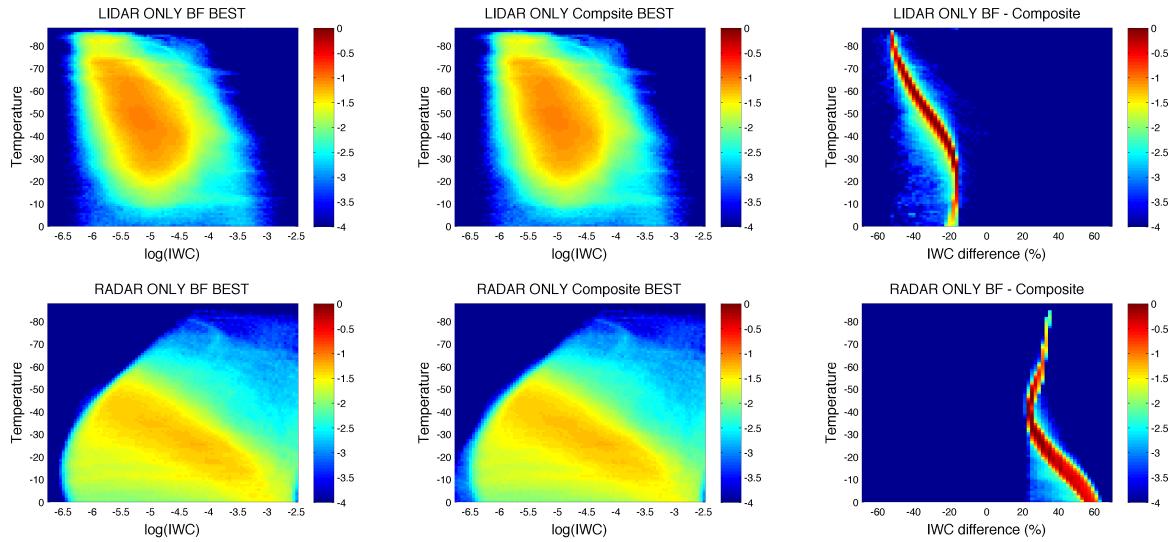


FIGURE V.8 – Distribution de $\log_{10}(IWC)$ et de différences relatives de IWC en utilisant que le lidar (première ligne) ou que le radar (deuxième ligne) dans l'algorithme de restitutions.

On remarque sur la Figure V.8, contrairement à la Figure V.7, que les différences relatives d'IWC en utilisant seulement un instrument sont très localisées et suivent une courbe bien spécifique représentative de la différence entre les $M(D)$. On reconnaît bien en ces différences le premier mode et le second mode décrits et observés sur la Figure V.7.

Dans les zones synergiques (radar-lidar), les différences passent par 0% ; cela montre donc bien que la synergie crée un compromis entre les dépendances des restitutions lidar et radar à la $M(D)$, réduisant l'impact de cette hypothèse microphysique.

Pour conclure, nous avons vu que le choix de la relation de masse-diamètre a un très fort impact sur les restitutions principalement lorsque seul un des instruments est disponible, ce qui peut entraîner des variabilités de restitutions jusqu'à 80% dans les cas étudiés dans le cadre de cette thèse. Il est donc primordial d'améliorer ces lois.

3 Impact de l'assimilation des radiances IR sur les restitutions

L'ajout de nouvelles observations dans un modèle inverse devrait améliorer les résultats, si tant est que les observations et le modèle direct pour simuler ces observations sont bien connus et qu'elles apportent de l'information supplémentaire. Dans ce chapitre, nous verrons comment l'assimilation des radiances IR des instruments MODIS ou IIR influence les restitutions, pour essayer de déterminer si elle est bénéfique ou non, gardant à l'esprit qu'elle est très coûteuse en temps de calcul (les restitutions s'obtiennent en 4 à 5 fois plus de temps que sans assimilation).

Comme indiqué dans le premier chapitre de cette cinquième partie, pour étudier l'impact de l'assimilation des radiances IR, les restitutions ont été obtenues avec les 3 $M(D)$ différentes avec les coefficients a priori BEST et les combinaisons de radiances 213, ainsi que les combinaisons de radiances 123 et 312 pour la $M(D)$ BFM (cf. Tableau V.5).

Lorsque les radiances sont assimilées dans la méthode variationnelle, le vecteur d'état est adapté de sorte que TB, réflectivités et rétrodiffusions simulées soient aussi proches que possible des observations compte tenu des erreurs sur les modèles directs et les mesures. Les simulations de TB ne sont donc plus indépendantes de la méthode variationnelle et ne permettent donc plus de valider la cohérence des restitutions.

La Figure V.9 représente la distribution de $\log_{10}(IWC)$ obtenu avec le test 8, à savoir la $M(D)$ BFM et la combinaison de radiance 213 en fonction de la température. Cette distribution, contrairement aux distributions présentées dans le chapitre précédent, n'inclut que les pixels des profils contenant de la glace ainsi que des profils contenant également des nuages d'eau liquide ou de la pluie situés sous un nuage de glace ayant une épaisseur optique supérieure à 4.5, au vu de l'étude faite dans le chapitre précédent. Notez que les distributions de $\log_{10}(IWC)$ obtenus avec les tests 7 à 11 et leur correspondant sans assimilation de radiances (tests 1, 3 et 5) sont très similaires ; encore une fois, l'échelle logarithmique ne permet pas de rendre compte des différences.

3.1 Les combinaisons de radiances assimilées

La Figure V.10 présente les différences relatives d'IWC obtenus en assimilant différentes combinaisons de radiances (123, 213 ou 312) avec la $M(D)$ BFM. Le graphe de gauche correspond aux différences entre les combinaisons 123 et 213 et le graphe de

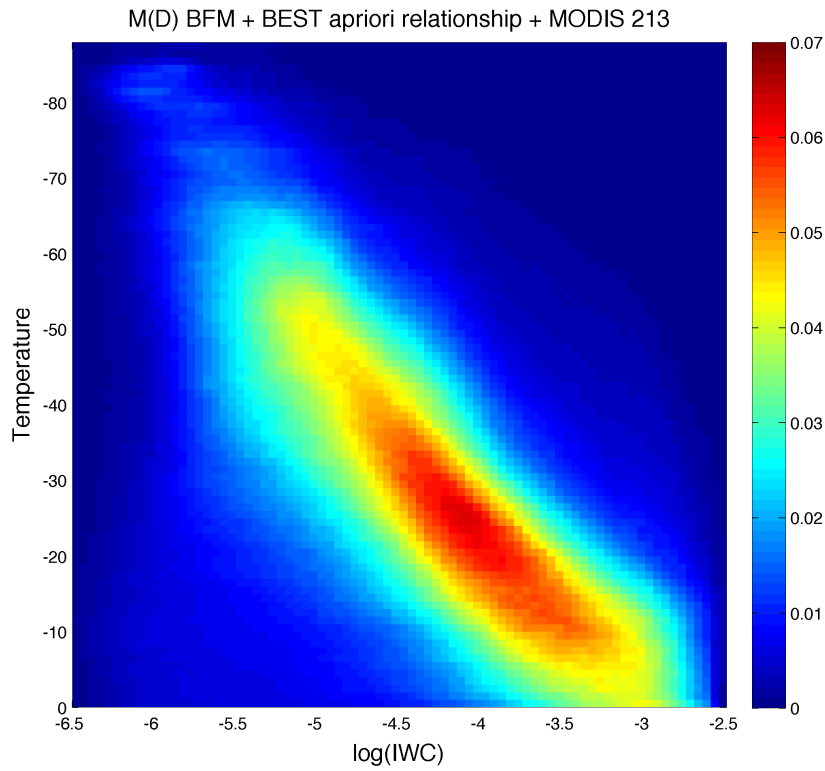


FIGURE V.9 – Distribution de $\log_{10}(IWC)$ en fonction de la température pour les pixels des profils contenant de la glace ainsi que des profils contenant également des nuages d'eau liquide ou de la pluie avec $\tau \geq 4.5$

droite aux différences entre 213 et 312.

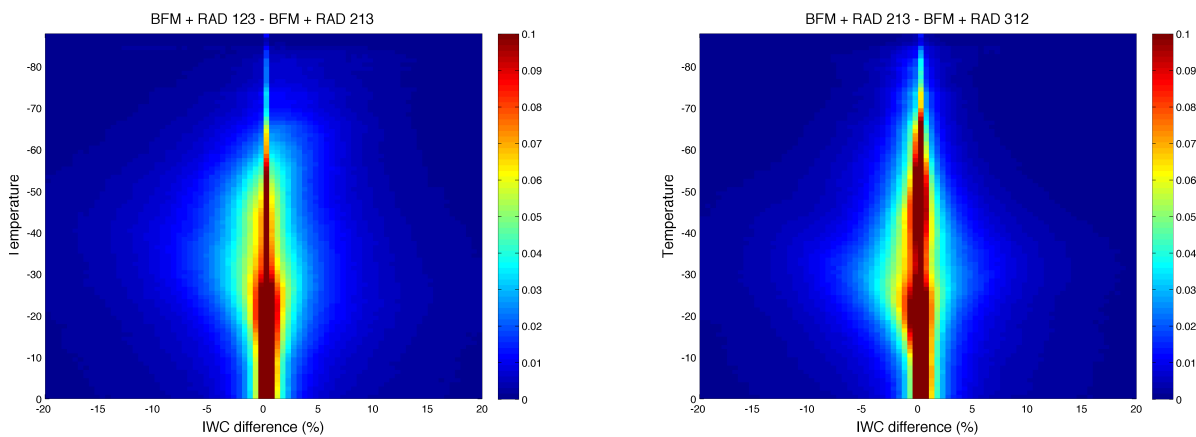


FIGURE V.10 – Différences relatives d'IWC obtenus en assimilant MODIS 123 ou MODIS 213 (gauche) et MODIS 213 ou MODIS 312 (droite).

On remarque bien que le choix de la combinaison des radiances produit des faibles différences : la plupart des IWC restitués présentent des différences n'excédant pas 5%. Les différences peuvent atteindre 20% mais seulement dans très peu de cas. C'est pour-

quoi dans la suite de cette étude seule la combinaison 213 sera présentée.

3.2 Impact de l'assimilation de MODIS 213 sur IWC

Pour étudier l'impact de l'assimilation des radiances sur les restitutions d'IWC, la Figure V.11 présente les différences relatives d'IWC obtenus en assimilant ou non les radiances pour la $M(D)$ BFM pour les pixels des profils de glace et des profils avec $\tau \geq 4.5$ (sans eau surfondue). Notez que ces distributions sont similaires pour les $M(D)$ Composite et Convective; l'assimilation des radiances affecte les mêmes régions des nuages indépendamment de la $M(D)$ choisie.

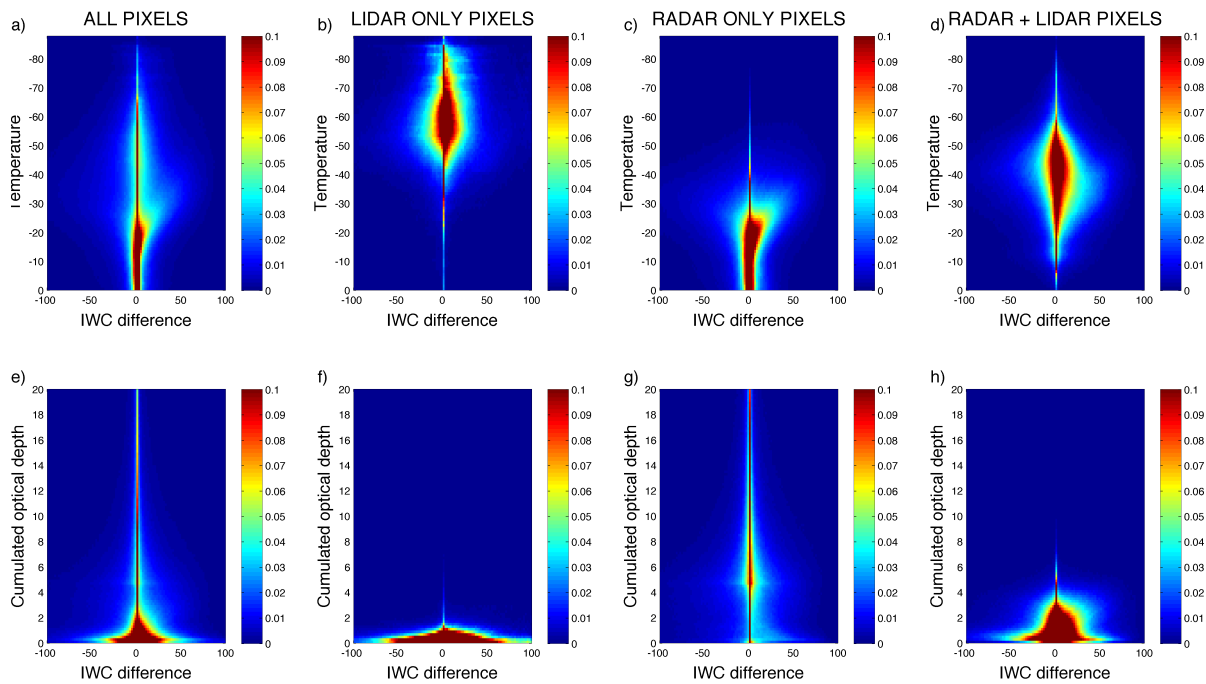


FIGURE V.11 – Différences relatives d'IWC obtenus en assimilant MODIS 213 ou non avec la $M(D)$ BFM en fonction a), b), c) et d) de la température et e), f), g) et h) de l'épaisseur optique cumulée.

La Figure V.11 nous renseigne sur le fait que l'assimilation des radiances a le plus d'impact sur les restitutions d'IWC dans la fourchette de températures entre -65°C et -20°C et pour des épaisseurs optiques inférieures à 5. En effet, on peut voir sur la Figure V.11-e que pour des épaisseurs optiques supérieures à 4, l'impact de l'assimilation des radiances décroît à mesure que l'épaisseur optique augmente. On peut également observer (mais non représenté sur la Figure V.11) que des différences atteignant -200% pouvaient être obtenues pour des températures autour de -35°C . Cela dit, seul un très petit nombre de pixels sont concernés par de tels impacts. En effet, 65% des pixels ont des différences dans la fourchette -15% à 15% . 7% des données ont des différences relatives en deçà de -50% , 12% en deçà de -25% , 11% au dessus de 25% et seulement 3% au dessus de 50% . Enfin 23% des données ont des différences de 0%. Ceci indique que peu de pixels sont affectés par l'assimilation des radiances contrairement au choix de $M(D)$,

détaillé dans le chapitre précédent, où le changement de BFM à Composite entraînait que 17% des pixels présentaient des différences en deçà de -25% et 35% des pixels des différences de plus de 25%. Seulement 2% des données présentaient des différences de 0%. Le choix de $M(D)$ affecte donc presque tous les pixels, mais dans des proportions qui peuvent être moindre que celles engendrées par l'assimilation des radiances. Globalement la variabilité statistique des restitutions d'IWC générée par l'assimilation des radiances est très faible en comparaison à celle générée par le choix de $M(D)$. Ceci peut s'expliquer par le fait que pour certains profils, les radiances peuvent ne pas apporter d'information complémentaire à la synergie radar lidar, auquel cas cette assimilation n'aura pas d'effet. De plus, les radiances n'apportent des informations que sur les parties supérieures des nuages, l'assimilation induit donc peu d'effets dans les parties les plus basses des nuages.

Les Figures V.11-d et V.11-h montrent que l'assimilation des radiances a aussi un fort impact dans les zones de détection radar+lidar (principalement pour des épaisseurs optiques entre 0.2 et 4). Le radar et le lidar étant des instruments actifs, ils apportent de l'information à chaque pixel où la restitution est effectuée, contrairement aux radiomètres qui apportent seulement une information intégrée pondérée selon l'altitude par la fonction de transfert. Quand les deux instruments actifs sont disponibles, on peut se demander si l'information apportée par les radiances est vraiment utile, et même si, au contraire, quand elle n'est pas en accord avec les restitutions actives, elle ne dégraderait pas les résultats. En effet, assimiler les radiances peut conduire à des problèmes de convergence du système pour certains profils probablement à cause d'incompatibilités entre les hypothèses faites dans les modèles directs des lidar, radar et radiomètre. Dans ces cas-ci, le rapport lidar restitué est très faible (aux alentours de 10), ce qui laisse à penser que les informations et les modèles directs des 3 instruments ne concordent pas. Il faut également garder à l'esprit, comme on l'a vu dans le chapitre sur la comparaison entre DARDAR et RTTOV, que les deux modèles de transfert radiatif peuvent simuler des températures de brillance différentes de 3 K pour des profils avec des épaisseurs optiques supérieures à 2. Ceci pourrait en partie expliquer les incohérences entre observations simulées. Une étude approfondie de contenu en information pour attribuer des poids relatifs à chaque mesure de radiances ainsi qu'aux mesures actives devrait être faite pour pouvoir tirer des conclusions plus poussées sur l'apport des radiances à la synergie active, malheureusement comme mentionné précédemment une telle étude requerrait beaucoup de travail, et dans le cadre de cette thèse, il n'a pas été possible d'approfondir le sujet.

Néanmoins, l'information des radiances semble plus utile quand elle est utilisée conjointement à un seul instrument actif. Il a été vérifié sur un cas d'étude (mais non présenté ici) que l'IWC restitué avec radar (ou lidar) et radiomètre est plus proche de l'IWC restitué par la synergie radar+lidar que par le radar seul (ou lidar seul). On imagine que les restitutions radar+lidar pourraient être améliorées si le modèle direct des radiances et les paramétrisations microphysiques étaient totalement exactes, de manière à ce que l'on puisse réduire leurs erreurs dans la méthode variationnelle. Cependant, il est toujours très difficile de déterminer si l'assimilation des radiances (lorsque la convergence est atteinte) est bénéfique aux restitutions ou non. Bien sur, il serait intéressant de pouvoir comparer les restitutions avec des mesures in-situ ou d'autres méthodes de restitutions, en gardant à l'esprit la variabilité de tous ces autres produits. Ceci n'a pas été abordé dans le cadre de cette thèse et pourrait faire l'objet d'une recherche plus approfondie.

3.3 Dépendance des restitutions d'IWC au choix de $M(D)$ avec assimilation des radiances

Dans ce chapitre, nous cherchons à déterminer si l'assimilation des radiances aide à réduire l'impact du choix de $M(D)$ sur les restitutions. En effet, si les différences relatives avec différentes $M(D)$ diminuaient en assimilant les radiances, alors cela indiquerait que les radiances contribuent à réduire l'impact des hypothèses microphysiques.

La Figure V.12 présente les distributions des différences relatives entre BFM et Composite sans assimiler les radiances sur la première ligne, Figures V.12-a, V.12-d, V.12-g et V.12-j (idem Figures V.7-a, V.7-d, V.7-g et V.7-j), et en assimilant les radiances MODIS 213 sur la deuxième ligne, Figures V.12-b, V.12-e, V.12-h et V.12-k. Les différences entre les deux distributions sont présentées sur la troisième ligne, Figures V.12-c, V.12-f, V.12-i et V.12-l.

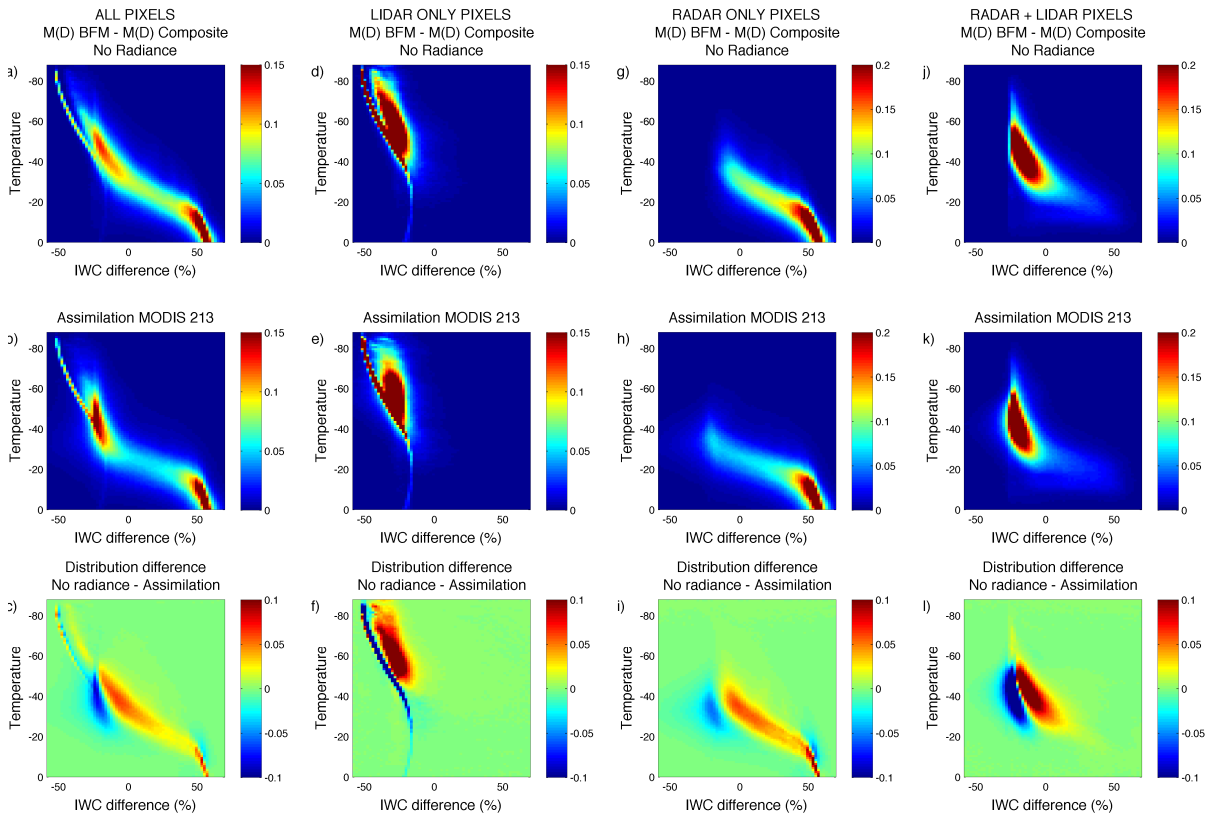


FIGURE V.12 – Comparison des distribution de différences relatives d'IWC en fonction de la température en changeant de $M(D)$ BFM à Composite a), d), g) and j) sans assimiler MODIS 213, b), e), h) and k) en assimilant MODIS 213. c), f), i) and l) : Différences entre les distributions sans et avec assimilation de MODIS 213 respectivement pour tous les pixels, les pixels de lidar seul, de radar seul et de lidar + radar.

La Figure V.12 montre que les distributions des différences relatives d'IWC obtenues avec deux différentes $M(D)$ (BFM et Composite ici) en assimilant les radiances (Figure V.12-b) sont différentes de celles sans assimiler les radiances (Figure V.12-a) sans pour

autant être réduites, en effet, les différences s'étendent toujours de -50% à 70%. Il semble que les différences entre deux $M(D)$ avec assimilation des radiances ont un spectre beaucoup plus large, qui n'est plus vraiment centré en 0%, principalement entre -65°C et -20°C, dans les zones où la radiance apporte de l'information. Ceci se repère sur les figures de la troisième ligne (Figures V.12-c, V.12-f, V.12-i et V.12-l) où l'on peut remarquer que les zones correspondant à la synergie sont rouges (donc moins de pixels dans ces zones en assimilant les radiances) alors que les zones radar seul et lidar seul deviennent bleues (augmentation du nombre de pixels dans ces zones en assimilant les radiances). On peut également voir sur la Figure V.12-l que les différences se déplacent de -18% à -25% en assimilant MODIS 213, donc l'assimilation dans ces zones a plutôt tendance même à accroître la dépendance en $M(D)$ des restitutions. Ceci indique qu'il n'y a peut être pas un très bon accord entre les modèles directs des 3 instruments.

Il a été également vérifié que l'assimilation des radiances du radiomètre IIR produisait le même type de distribution de différences relatives entre BFM et Composite. La Figure V.13 présente les différences relatives d'IWC générées par l'assimilation des radiances de l'un ou l'autre des radiomètres. Les différences qui atteignent jusqu'à 25% peuvent être dues à la différence de collocalisation entre les deux instruments.

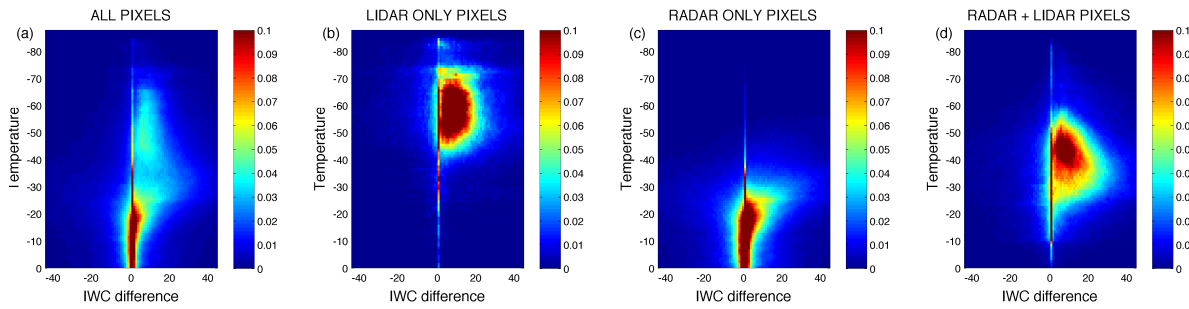


FIGURE V.13 – Distributions des différences relatives d'IWC en assimilant les radiances de MODIS 213 ou d'IIR 213 pour a) tous les pixels, b) les pixels de lidar seul, c) les pixels de radar seul et d) les pixels de radar+lidar.

En conclusion, on peut dire que dans l'état actuel de l'algorithme DARDAR-CLOUD, l'assimilation des radiances ne semble pour le moment pas pertinente compte tenu du léger impact qu'elle peut avoir en comparaison à la variabilité des restitutions due au choix de loi de masse-diamètre. De plus il semble très difficile de juger si les résultats en sont améliorés, une étude beaucoup plus poussée sur le sujet serait donc nécessaire pour confirmer ou infirmer cette première approche.

4 Cas d'étude

Dans le but d'illustrer les statistiques présentées précédemment, sont présentées dans ce dernier chapitre, les restitutions d'IWC obtenues avec différents tests sur un cas d'étude. Ceci permet de mieux se rendre compte de l'impact que peuvent avoir à la fois le changement de loi de masse-diamètre ainsi que l'assimilation des radiances.

Un cas du 23 janvier 2010 pour des profils contenant de la glace ainsi que de l'eau liquide ou de la pluie pour une épaisseur optique supérieure à 4.5 est utilisé.

Les observations pour ce cas d'étude sont présentées sur la Figure V.14 avec la rétrodiffusion de CALIOP sur la Figure V.14-a, la réflectivité de CloudSat sur la Figure V.14-b, les "instruments flags" sur la Figure V.14-c et enfin les températures de brillance de MODIS dans les 3 canaux sur la Figure V.14-d.

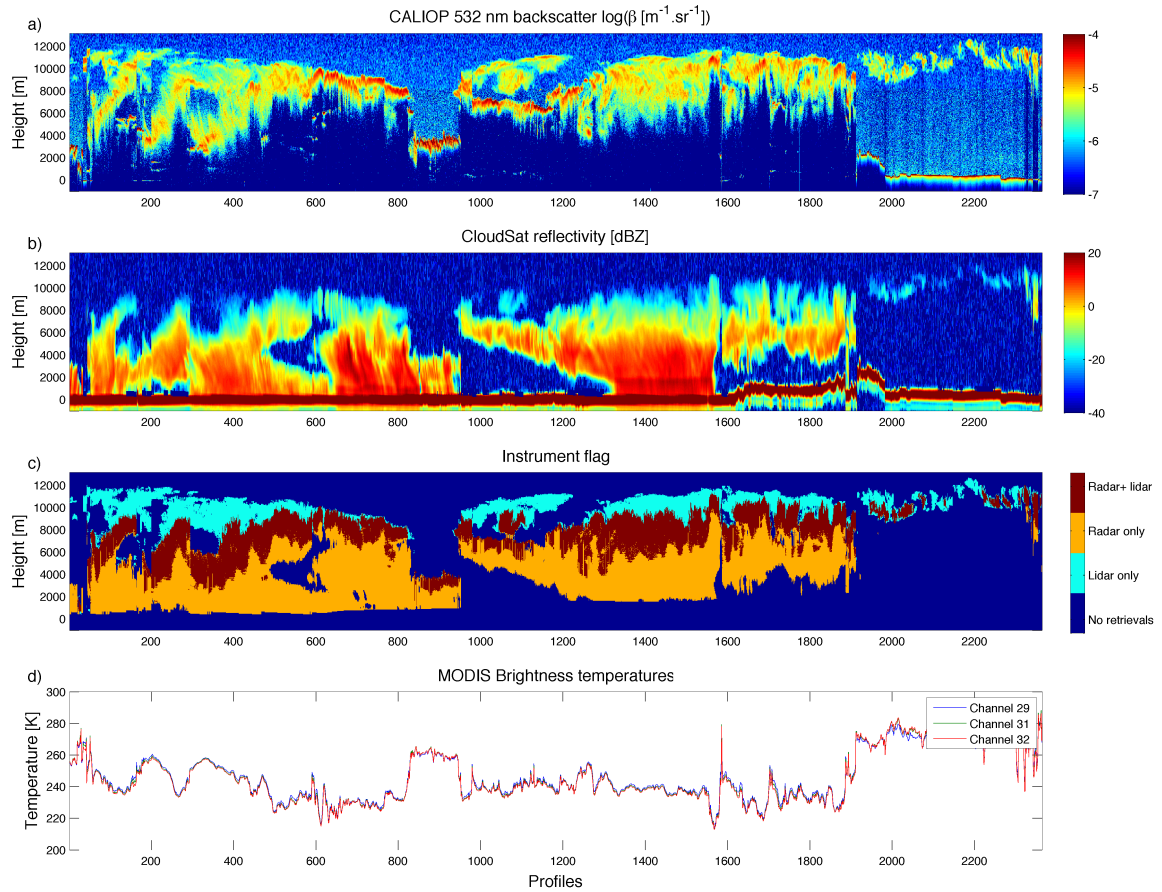


FIGURE V.14 – Observations du cas d'étude du 23 janvier 2010. a) Rétrodiffusion CALIOP, b) Réflectivité CloudSat, c) Instruments flags et d) Températures de brillance de MODIS.

La Figure V.15 présente les restitutions d'IWC obtenues avec la $M(D)$ BFM sur les Figures V.15-a et V.15-b et avec la $M(D)$ Composite sur les Figures V.15-c et V.15-d. Ces restitutions sont obtenues sans assimilation des radiances sur les Figures V.15-a et V.15-c et avec assimilation des radiances MODIS 213 sur les Figures V.15-b et V.15-d. Les figures au bout de chaque ligne (Figures V.15-g et V.15-h) et colonne (Figures V.15-e et V.15-f) présentent les différences relatives entre les deux IWC restitués de chaque ligne et colonne correspondante. Donc les Figures V.15-e et V.15-f montrent l'impact de l'assimilation de MODIS 213 respectivement pour la $M(D)$ BFM et pour la $M(D)$ Composite, alors que les Figures V.15-g et V.15-h montrent l'impact du changement de loi de masse-diamètre respectivement sans assimiler et en assimilant les radiances.

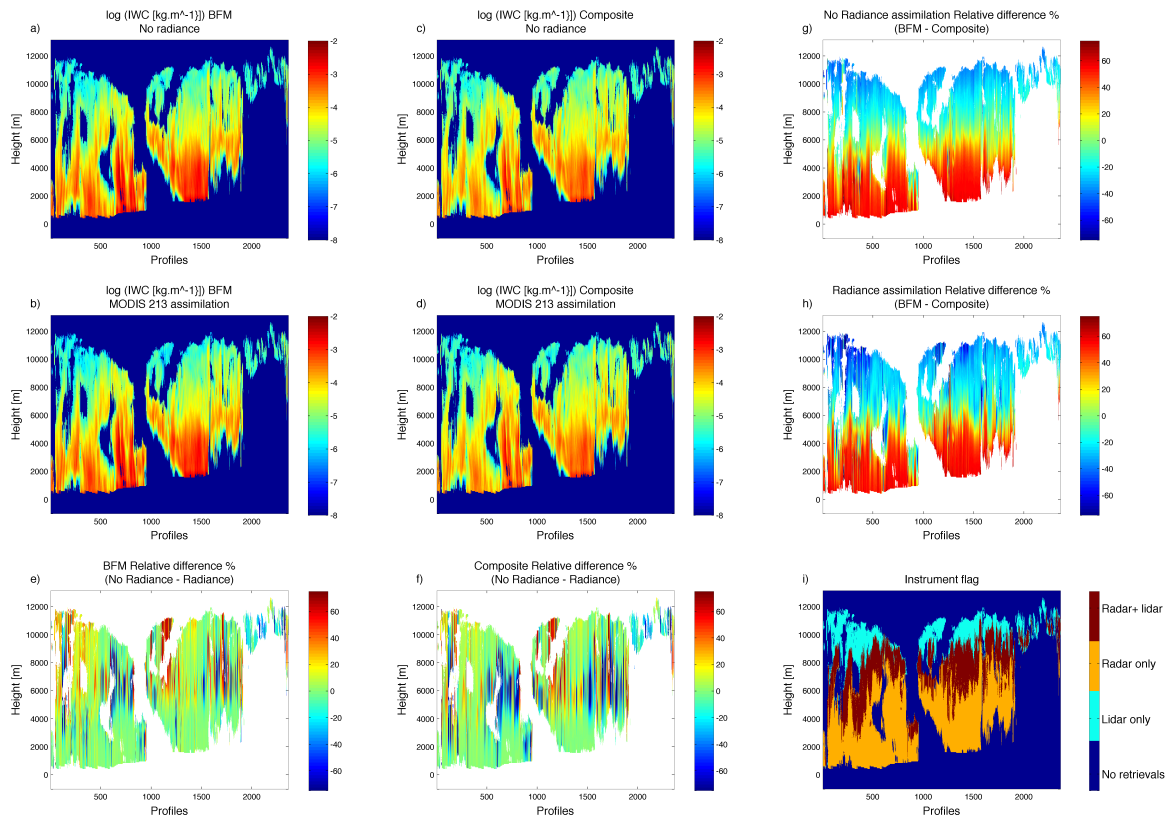


FIGURE V.15 – Restitutions d'IWC lors du cas d'étude avec : a) $M(D)$ BFM, b) $M(D)$ BFM et l'assimilation de MODIS 213, c) $M(D)$ Composite, d) $M(D)$ Composite et l'assimilation de MODIS 213. Différences relatives d'IWC entre : e) $M(D)$ BFM sans et avec l'assimilation de MODIS 213, f) $M(D)$ Composite sans et avec l'assimilation de MODIS 213, g) $M(D)$ BFM et $M(D)$ Composite sans l'assimilation de MODIS 213 et h) $M(D)$ BFM et $M(D)$ Composite avec l'assimilation de MODIS 213. i) Instrument flags.

La Figure V.15 présente des résultats en accord avec ce qui a été présenté dans les chapitres précédents : les différences générées par le changement de $M(D)$, en assimilant les radiances ou non, montrent que les parties basses des nuages (détectées par le radar) présentent des différences d'IWC positives d'environ 70%, alors que les parties hautes

des nuages (détectées par le lidar) présentent des différences d'IWC négatives d'environ -50%. Dans les parties moyennes des nuages (régions synergiques), les différences des régions lidar seul et des régions radar seul sont liées graduellement et passent par la valeur 0%. Cet exemple (Figure V.15-h) montre également très clairement qu'assimiler la radiance ne réduit pas la dépendance des restitutions au choix de $M(D)$.

Sur les Figures V.15-e et V.15-f, on remarque que les différences engendrées par l'assimilation des radiances n'affecte pas les restitutions dans les mêmes parties des nuages que le changement de $M(D)$. De plus, on voit bien sur cet exemple que moins de pixels sont concernés par des différences d'IWC que lorsqu'on change la loi $M(D)$. Cependant pour quelques uns de ces pixels les différences peuvent être importantes. Encore une fois il est difficile de déterminer si l'assimilation de la radiance améliore les restitutions ou non.

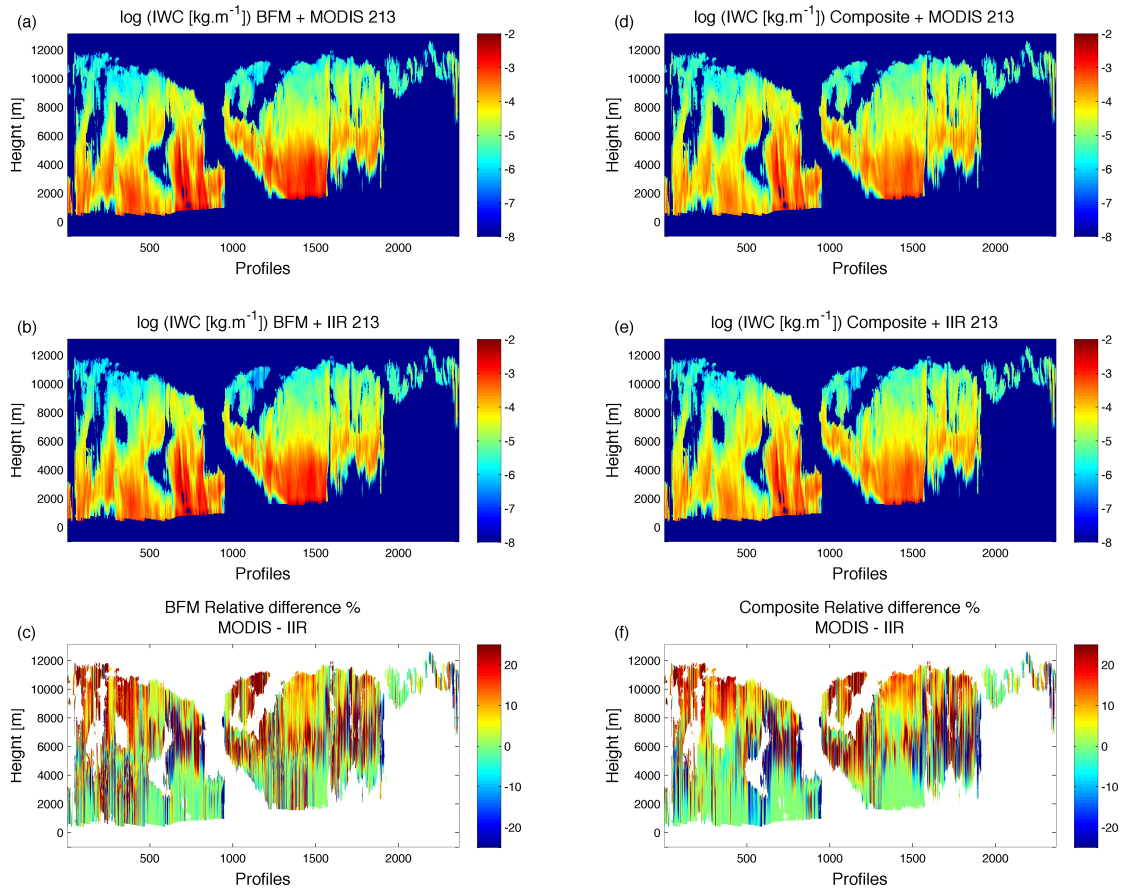


FIGURE V.16 – Restitutions d'IWC lors du cas d'étude avec assimilation des radiances de a) et d) MODIS 213 et b) et e) IIR 213 respectivement pour les $M(D)$ BFM et Composite. c) et f) Différences relatives d'IWC obtenus en assimilant les radiances de MODIS ou d'IIR respectivement pour les $M(D)$ BFM et Composite.

Pour illustrer l'impact de l'utilisation du radiomètre IIR, la Figure V.16 présente les IWC restitués en assimilant MODIS 213 sur les Figures V.16-a et V.16-d, en assimilant

IIR 213 sur les Figures V.16-b et V.16-e, et les différences relatives des IWC obtenus en assimilant l'un ou l'autre des radiomètres sur les Figures V.16-c et V.16-f respectivement pour les $M(D)$ BFM et Composite. La Figure V.16 confirme qu'utiliser l'un ou l'autre des radiomètres donne des résultats similaires (maximum 25% de différences d'IWC restitué).

Conclusion

Suite à cette étude, on arrive à la conclusion qu'avec la méthode actuelle de restitution du produit DARDAR-CLOUD l'assimilation des radiances peut affecter quelques pixels de manière assez importante, mais que globalement le choix de loi de masse-diamètre, affectant tous les pixels de restitutions, reste responsable d'une incertitude globale bien plus forte que celle qui pourrait être levée grâce à l'assimilation des radiances.

Il semble donc à l'heure actuelle, inutile de multiplier par 4 ou 5 le temps de calcul pour obtenir des résultats que l'on ne peut pas qualifier de meilleurs. Il est primordial de continuer à améliorer nos connaissances sur la microphysique des nuages pour obtenir les modèles les plus exacts et valables pour tous types de situations nuageuses. Les restitutions de DARDAR-CLOUD doivent être considérées avec une marge d'erreur conséquente, prenant en compte une variabilité d'au moins 70% au vu des tests réalisés dans le cadre de cette thèse.

Conclusion et perspectives

L'avènement des satellites de télédétection active de la constellation A-Train a fortement contribué à l'amélioration de la représentation des nuages dans les modèles de prévision du temps et du climat. En effet, les mesures d'instruments de télédétection active et/ou passive permettent de déduire les informations clés comme le contenu en eau des nuages et leur extinction, par méthode variationnelle dans le cas du produit DARDAR. Les propriétés ainsi déduites permettent à la fois de mieux comprendre les processus nuageux, mais également d'évaluer la représentation des nuages des modèles.

L'objectif principal de cette thèse était l'étude des nuages dans le cadre de la préparation à la mission EarthCARE. EarthCARE embarquera sur la même plateforme radar, lidar, radiomètre et imageur, qui sont des instruments déjà présents dans la constellation A-Train mais embarqués sur différents satellites, avec des spécificités différentes, à une altitude plus haute. Préparer la mission EarthCARE passe dans un premier temps par un travail approfondi sur les produits de l'A-Train existants, leur amélioration, leur validation et l'étude de leur fiabilité. Il est important de bien maîtriser les outils que l'on a à disposition et de comprendre leurs limites pour, dans un second temps, pouvoir espérer les utiliser à bon escient pour une autre mission, en les adaptant à d'autres instruments. C'est ce qui a, dans la mesure du possible, été réalisé durant cette thèse et qui a été présenté dans ce manuscrit.

Ce travail de thèse a donc porté sur l'amélioration des produits DARDAR. Par amélioration, on entend donc à la fois de rendre les méthodes plus performantes, améliorer leurs résultats (quand les validations sont possibles) mais aussi, dans le cadre de cette thèse, d'avoir une marge de manœuvre pour les adapter facilement aux instruments d'EarthCARE. Les deux produits DARDAR qui ont été étudiés dans cette thèse sont DARDAR-MASK, la classification des hydrométéores détectés par CloudSat et CALIPSO et DARDAR-CLOUD, les restitutions des propriétés microphysiques des nuages de glace. Ce travail de thèse s'est donc déroulé en 2 temps, un temps pour chacun des produits.

Une nouvelle version du produit DARDAR-MASK a été réalisée durant cette thèse. La nouvelle version est indépendante des produits de niveau 2 officiels, et ainsi plus facilement adaptable aux instruments d'EarthCARE. Elle apporte des améliorations par rapport à la version précédente, principalement concernant la représentation des nuages d'eau liquide et des classes à phase mixte. La validation du produit DARDAR-MASK ne peut s'opérer que par le biais de l'expertise des utilisateurs sur les profils radar et lidar. Obtenir la meilleure classification possible permet d'améliorer les statistiques d'occurrence des différents types d'hydrométéores, ce qui peut aider à la validation des modèles et à l'étude de la variabilité saisonnière ou annuelle de certains types de cristaux, de la pluie ou de l'eau surfondue que l'on sait avoir un fort impact sur le bilan radiatif terrestre. Globalement la nouvelle version, étant plus restrictive sur la sélection des pixels dans le masque lidar, rapporte nettement moins de glace au delà de 7 km d'altitude. De plus, une correction a permis de réduire la quantité de nuages d'eau liquide faussement détectés dans la version 1.1.4. La méthode a facilement été adaptée aux instruments de RALI en version CloudSat/CALIPSO ainsi qu'en version EarthCARE. La HRS de LNG a été utilisée pour séparer le signal moléculaire du signal provenant des nuages ou des aérosols, ce qui aide à la création du masque lidar aéroporté. Néanmoins, les données

de LNG ne permettent pas réellement de simuler les données d'ATLID. Nous avons bien vu que les données LNG sont nettement moins bruitées que les données CALIPSO et, il y a des chances qu'ATLID, malgré une altitude plus basse et un champ de visée plus faible que CALIPSO, soit malheureusement toujours plus bruité que LNG. Il est difficile de savoir si la HRS d'ATLID permettra de faciliter la création du masque lidar, qui reste rappelons-le la partie la plus délicate de la classification. On espère néanmoins qu'elle permettra de distinguer les aérosols des nuages. Concernant le radar, il y aura certainement peu de différences dans l'utilisation des signaux des CPR de CloudSat et d'EarthCare car la mesure de Doppler d'EarthCare sera probablement difficilement exploitable car pas plus précise que 1 m.s^{-1} ; nous espérons tout de même qu'elle aidera à détecter la pluie avec plus de précision. Ceci a constitué la première partie de la thèse et la nouvelle version de DARDAR-MASK a ensuite été utilisée dans les restitutions de DARDAR-CLOUD, qui a été le sujet de la deuxième partie de la thèse.

Pour ce qui est du produit DARDAR-CLOUD, il a majoritairement été question de l'amélioration et de l'étude du produit existant plutôt que de l'adaptation à EarthCare. Deux études distinctes ont été réalisées : la première, développée dans la quatrième partie de ce manuscrit, concerne l'amélioration du produit grâce à l'évolution des bases de données microphysiques in-situ obtenues lors de campagnes aériennes. La deuxième étude, développée dans la cinquième et dernière partie, concerne la sensibilité des restitutions du produit DARDAR-CLOUD en fonction du choix de loi de masse-diamètre, ce dernier restant une des hypothèses les plus critiques dans l'ensemble des méthodes d'inversion.

La quatrième partie nous a donc donné une idée de la sensibilité des résultats suite à des modifications de certaines paramétrisations. Nous avons montré que les changements opérés pour l'instant (modifications des coefficients a priori sur S et N'_0 , du modèle direct du radar et de la forme de la DDP), entraînaient des différences relatives d'IWC de -100% pour les températures les plus froides à 50% pour les températures les plus chaudes. De plus, si une nouvelle version de DARDAR-CLOUD doit voir le jour, la sélection des pixels où appliquer la méthode variationnelle se fera avec la nouvelle version de DARDAR-MASK. On a vu que ceci induira beaucoup moins de faibles valeurs d'IWC restituées pour les températures plus froides que -30°C du fait que la nouvelle classification d'hydrométéores rapporte moins de glace dans les hautes altitudes. Malgré le fait que l'on n'ait pas de méthode absolue pour évaluer les restitutions, les erreurs des températures de brillance simulées par rapport à celles observées par MODIS ou IIR indiquent une amélioration des restitutions. Pour néanmoins espérer valider les résultats, l'algorithme de restitution a été adapté aux mesures de RALI, seulement en version CloudSat/CALIPSO pour l'instant. Si, lors des campagnes RALI, l'avion embarque aussi des instruments qui permettent d'obtenir, ou bien directement, ou bien par paramétrisation des mesures d'IWC in situ, il est alors possible de comparer les mesures aux restitutions. Cette approche a été réalisée dans [Delanoë et al., 2013] mais seulement pour un cas d'étude. Une étude plus complète, réalisée sur les cas présentés dans ce manuscrit serait intéressante. Valider l'algorithme de restitutions de RALI par le biais de mesures in situ peut indirectement valider les restitutions spatiales (toujours en gardant à l'esprit les marges d'erreurs des observations in situ d'IWC). De plus, il serait également intéressant de comparer les nouvelles restitutions aux produits officiels et à ceux d'autres équipes de recherche.

La cinquième partie, quant à elle, présente la sensibilité des restitutions d'IWC en

fonction de différentes lois de masse-diamètre décrites dans la littérature et des coefficients a priori sur N'_0 qui leur sont associés. On a montré qu'utiliser 2 lois différentes, toutes deux supposées être valables pour tous types de nuages, peut engendrer des différences de -50% pour les températures froides à 70% pour les températures les plus chaudes. Pour le moment, DARDAR-CLOUD n'emploie qu'une loi de masse-diamètre indépendamment du type de nuage détecté. On pourrait envisager d'utiliser des lois différentes développées spécifiquement pour chaque type de nuage et ainsi adapter le modèle microphysique à la situation rencontrée, mais ceci nécessiterait beaucoup de travail car il faudrait trouver un moyen pour s'assurer de la continuité horizontale des résultats tout en traitant aussi les situations multicouches de types de nuages différents.

On a aussi montré dans cette partie que malheureusement l'utilisation des radiances IR comme contrainte supplémentaire dans la méthode variationnelle ne contribuait pas à réduire la dépendance des restitutions à la relation $M(D)$ choisie. De plus, il est difficile de savoir si les restitutions obtenues avec assimilation des radiances sont de meilleure qualité ou non ; ce qui est certain c'est que l'assimilation des radiances affecte nettement moins de pixels que le choix de $M(D)$. Cependant, une analyse de contenu en information des mesures passives et actives devrait permettre d'approfondir l'étude de l'apport des radiances IR à la synergie radar lidar.

Nous avons donc vu que les restitutions d'IWC de DARDAR-CLOUD sont sensibles au modèle microphysique utilisé, principalement dans les zones où seul un instrument est disponible. Ainsi, il va de soi que l'amélioration la qualité des restitutions de DARDAR passe par l'amélioration de nos connaissances sur la microphysique des nuages. Mettre au point une loi $M(D)$ et une DDP parfaites, idéales pour tous types de cristaux dans tous les contextes permettrait de s'affranchir des fortes hypothèses microphysiques mises en jeu dans la méthode de restitution. L'obtention de telles lois semble pour le moment irréalisable, mais néanmoins il est possible de s'en rapprocher en augmentant le nombre de campagnes de mesures incluant le maximum de situations nuageuses possibles, à toutes époques de l'année, dans un maximum de situations géographiques. Ceci permettrait d'agrandir les bases de données in situ qui servent à développer ces lois. L'amélioration de ces lois passent aussi pas l'obtention de mesures de IWC les plus précises possibles. Les instruments embarqués fournissant une mesure directe de contenu en glace, comme le CVI, ne sont précis qu'à 15% environ [Delanoë et al., 2014] et ne permettent pas d'obtenir des valeurs de plus de 2 g.m^{-3} [Twohy et al., 1997]. Récemment, en hiver 2014, lors de la campagne HAIC à Darwin en Australie, une nouvelle sonde, l'IKP (isokinetic probe), permettant de mesurer des contenus supérieurs à 0.1 g.m^{-3} a été utilisée. Cette sonde fait fondre la glace collectée dans une chambre et une fois l'eau vaporisée, l'humidité ambiante est retranchée de celle mesurée pour en déduire la quantité d'eau. L'avènement de nouvelles sondes, telles que l'IKP, est très bénéfique à l'étude de la microphysique des nuages, néanmoins, à l'heure actuelle, les mesures d'IWC présentent tout de même une variabilité d'au moins 100% d'un type instrument à l'autre. Augmenter la précision et les capacités de ces instruments est nécessaire à l'amélioration des lois $M(D)$ et de la représentation de la DDP. De plus, ces mesures sont très importantes pour permettre de relier la microphysique aux mesures de télédétection active et ainsi ajuster les LUT et les informations a priori sur le rapport lidar. Les zones de forts contenus en eau (souvent le coeur des nuages convectifs) sont pour le moment encore très mal documentées car il est très difficile d'obtenir des mesures in situ dans ces régions. Les LUT créées ne gèrent donc pas les forts contenus, ce qui représente

encore une barrière à la qualité des restitutions.

L'étape suivante logique de cette thèse pour préparer la mission EarthCARE serait d'adapter et tester la méthode de restitutions aux instruments d'EarthCARE, c'est-à-dire utiliser l'information de la HRS pour contraindre l'épaisseur optique et le Doppler pour contraindre les restitutions du rayon effectif. Or, nous n'avons pas eu assez de données de HRS pour tester les restitutions RALI en mode EarthCARE, mais il reste envisageable d'utiliser le simulateur ECSIM (EarthCARE Simulator) [Van Zadelhoff et al., 2011] pour tester l'algorithme. ECSIM peut simuler à la fois des scènes CloudSat/CALIPSO et EarthCARE. Il serait donc intéressant par la suite de simuler une même scène nuageuse vue par CloudSat/CALIPSO et EarthCARE et d'appliquer à chacune l'algorithme de restitution. Les résultats ainsi obtenus pourraient être comparés entre eux, ainsi qu'à la vérité utilisée en entrée d'ECSIM. Ceci permettrait dans un premier temps de savoir si l'ajout des radiances dans la méthode variationnelle est bénéfique ou non. Dans un second temps, ceci donnerait à la fois une validation de notre algorithme de restitution DARDAR-CLOUD pour CloudSat/CALIPSO mais aussi permettrait de voir si l'adaptation de la méthode de restitution à EarthCARE a été faite correctement. ECSIM pourrait donc servir, comme RALI l'a fait pour DARDAR-MASK, de passage entre CloudSat/CALIPSO et EarthCARE pour adapter et valider notre méthode de restitution.

Annexes

From CloudSat-CALIPSO to EarthCare : Evolution of the DARDAR cloud classification and its comparison to airborne radar-lidar observations

Cet article se rapporte à la troisième partie de cette thèse : Evolution de la classification des hydrométéores DARDAR-MASK.

From CloudSat-CALIPSO to EarthCare: Evolution of the DARDAR cloud classification and its comparison to airborne radar-lidar observations

M. Ceccaldi,¹ J. Delanoë,¹ R. J. Hogan,² N. L. Pounder,² A. Protat,³ and J. Pelon⁴

Received 14 December 2012; revised 7 June 2013; accepted 20 June 2013.

[1] This paper presents the implementation of a new version of the DARDAR (radar lidar) classification derived from CloudSat and CALIPSO data. The resulting target classification called DARDAR v2 is compared to the first version called DARDAR v1. Overall DARDAR v1 reports more cloud or rain pixels than DARDAR v2. In the low troposphere this is because v1 detects too many liquid cloud pixels, and in the higher troposphere this is because v2 is more restrictive in lidar detection than v1. Nevertheless, the spatial distribution of different types of hydrometeors show similar patterns in both classifications. The French airborne Radar-Lidar (RALI) platform carries a CloudSat/CALIPSO instrument configuration (lidar at a wavelength of 532 nm and a 95 GHz cloud radar) as well as an EarthCare instrument configuration (high spectral resolution lidar at 355 nm and a 95 GHz Doppler cloud radar). It therefore represents an ideal go-between for A-Train and EarthCare. The DARDAR v2 classification algorithm is adapted to RALI data for A-Train overpasses during dedicated airborne field experiments using the lidar at 532 nm and the radar Doppler measurements. The results from the RALI classification are compared with the DARDAR v2 classification to identify where the classification should still be interpreted with caution. Finally, the RALI classification algorithm with lidar at 532 nm is adapted to RALI with high spectral resolution lidar data at 355 nm in preparation for EarthCare.

Citation: Ceccaldi, M., J. Delanoë, R. J. Hogan, N. L. Pounder, A. Protat, and J. Pelon (2013), From CloudSat-CALIPSO to EarthCare: Evolution of the DARDAR cloud classification and its comparison to airborne radar-lidar observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1002/jgrd.50579.

1. Introduction

[2] Clouds play a major role in Earth's radiation budget, water cycle, and climate forecasts [Stephens, 2005; Sun and Shine, 1995]. Depending on their altitude and on their particle type, shape, size, and concentration, clouds have different impacts on absorption and reflection of short-wave incoming solar radiation and long-wave Earth-emitted radiation.

[3] Satellite data are vital in order to cover large areas globally (though they do not cover the poles) in a short period of time. CloudSat and CALIPSO (Cloud-Aerosol

Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), part of the A-train constellation of satellites, were launched in April 2006 to study cloud and aerosol properties and the Earth radiation budget.

[4] CloudSat carries a 94 GHz CPR (Cloud Profiling Radar) [Stephens et al., 2002]. CALIPSO boards CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), a nadir-viewing two-wavelength (532 and 1064 nm), polarization-sensitive lidar and a three-channel IR (infrared) radiometer [Winker et al., 2003, 2010]. Each of these instruments has their own strengths and weaknesses; combining them provides a more thorough picture of a cloud's structure and microphysical radiative properties. The synergy between radar, lidar, and infrared radiometers has proved effective for retrieving cloud properties [Delanoë and Hogan, 2008, 2010; Deng et al., 2010; Okamoto et al., 2010] provided that the location and the nature of hydrometeors are known. Indeed, particle size and IWC (ice water content)/LWC (liquid water content) retrieval methods use different microphysical assumptions depending on the assumed type of targets.

[5] Radar and lidar have complementary properties: In the Rayleigh scattering regime, when particles are much smaller than the observing wavelength, the radar return signal is

¹Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, Guyancourt, France.

²Department of Meteorology, University of Reading, Reading, UK.

³Centre for Australian Weather and Climate Research, Australian Bureau of Meteorology and CSIRO, Melbourne, Victoria, Australia.

⁴Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Corresponding author: M. Ceccaldi, Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, 11 Boulevard d'Alembert, FR-78280 Guyancourt, France. (marie.ceccaldi@latmos.ipsl.fr)

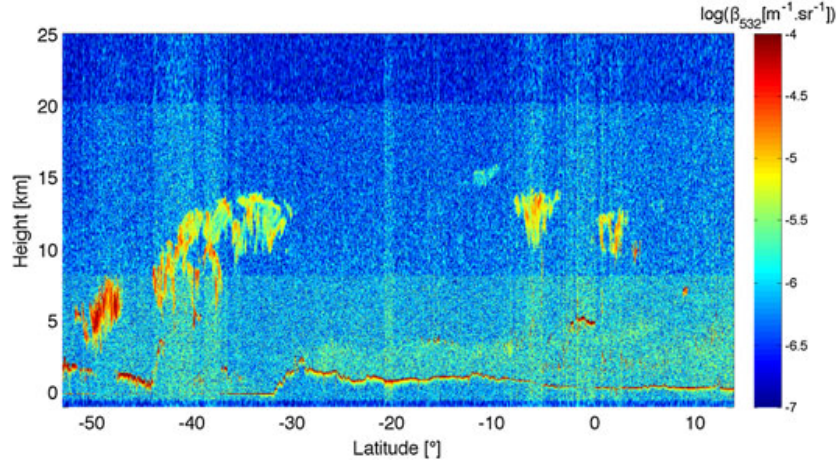


Figure 1. CALIPSO daytime signal at 532 nm for granule 05725 on 26 May 2007.

proportional to the sixth moment of the particle size distribution; hence, within a volume it is most sensitive to the largest particles. On the other hand, lidar backscatter is proportional to the second moment of the particle size distribution;

therefore, it is most sensitive to particle concentration and backscattering cross section. Lidar signals are sensitive to optically thin clouds but are rapidly attenuated in optically thick clouds, whereas radar signals are able to penetrate even

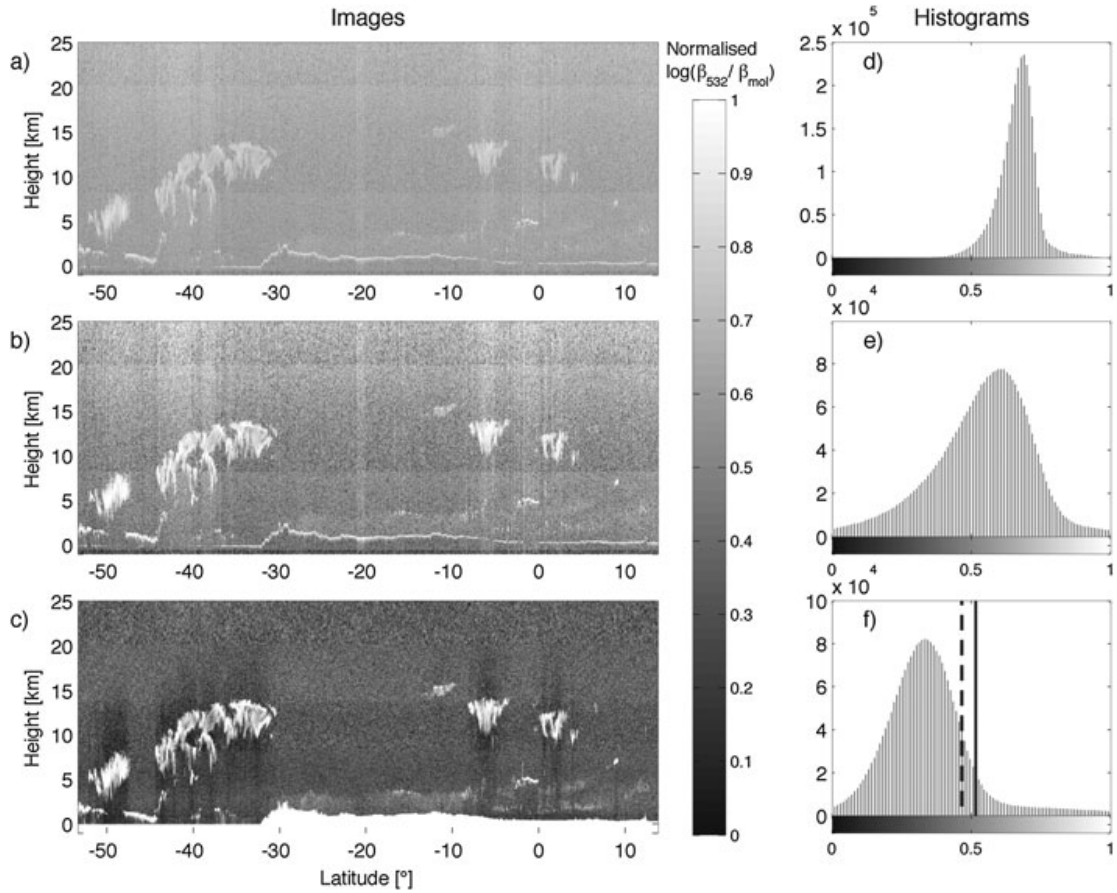


Figure 2. Processing flow for daytime lidar image of granule 05725. (a) Grayscale image of $\log(\beta_{532}/\beta_{mol})$. (b) Enhanced image smoothed with a moving average filter. (c) Figure 2b filtered in the frequency domain. (d, e, and f) The 0 km to 8.2 km histograms of $\log(\beta_{532}/\beta_{mol})$ values in Figures 2a–2c, respectively, with aerosol (dashed line) and cloud (solid line) thresholds in the histogram in Figure 2f.

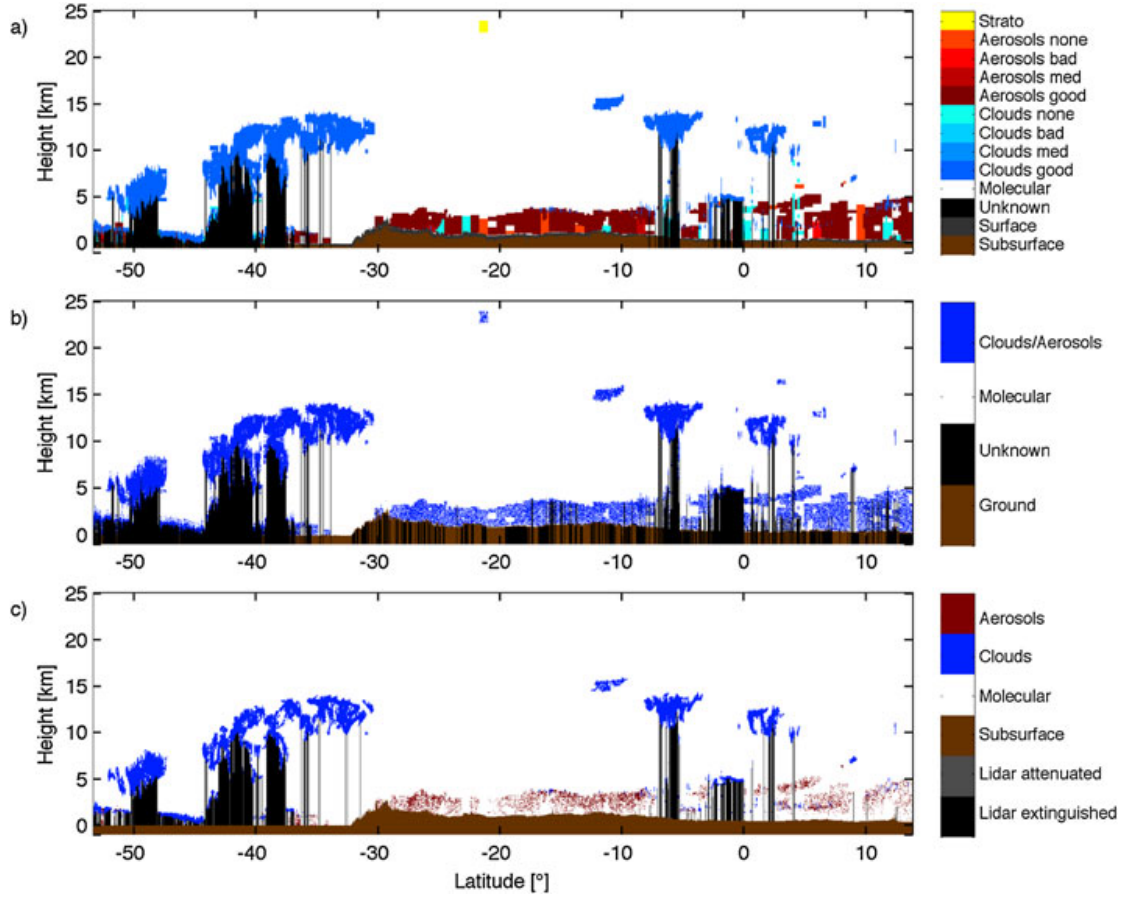


Figure 3. Comparison of lidar masks from (a) VFM categorization, (b) DARDAR v1 lidar mask, and (c) DARDAR v2 lidar mask.

optically thick clouds, such as liquid water clouds, but are less sensitive to optically thin clouds composed of small particles.

[6] DARDAR (radar lidar) is a project initiated by the LATMOS and the University of Reading to provide collocated CloudSat, CALIPSO, and MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) measurements as well as a cloud classification and ice cloud retrievals on a 60 m vertical resolution and 1 km horizontal resolution grid [Delanoë and Hogan, 2010]. Before inferring cloud properties from radar and lidar profiles, it is necessary to develop a reliable method to locate and identify the type of targets detected. The first DARDAR CloudSat-CALIPSO target classification (hereafter called DARDAR v1) was originally developed because neither radar and lidar collocated data nor combined categorization on such a fine grid are available in the NASA official products. The NASA CloudSat Data Processing Center provides Level 2 products, such as 2B-GEOPROF, containing information on the nature of targets in the profiles, as well as CloudSat-CALIPSO synergetic products data such as 2B-GEOPROF-LIDAR, but these are not available on the same resolution grid as DARDAR. Although DARDAR v1 is widely used [Delanoë *et al.*, 2011; Stein *et al.*, 2011a, 2011b; Huang *et al.*, 2012; Delanoë *et al.*, 2013; Jouan *et al.*, 2012], it has several points which require improvements. Moreover, the

forthcoming ESA (European Space Agency)/JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) mission EarthCare (Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer), scheduled for the end of 2016, which goal is to study the role of clouds and aerosols in Earth's radiation budget, will board different instruments: ATLID, an atmospheric lidar with high spectral resolution (HSR) capabilities and depolarization channel at 355 nm; a cloud profiling radar (CPR) with Doppler measurements; a scanning multispectral imager (MSI); and a broadband radiometer (BBR) for top of the atmosphere radiation and fluxes (http://www.esa.int/esaLP/ASESMYNW9SC_LPearthcare_0.html). Therefore, having a classification method ready to be adapted to EarthCare data as soon as they are available would be beneficial. This is why the improved version of the DARDAR cloud classification, hereafter called DARDAR v2, was implemented.

[7] This paper describes how the DARDAR classification algorithm was modified in preparation for EarthCare and how it differs from the original version. This paper focuses only on the information that can be inferred from the lidar and radar data interpolated on a 60 m by 1 km resolution grid. Sections 2 and 3 present the DARDAR v2 classification method, and section 4 characterizes the differences between the two versions. In section 5 the DARDAR v2 algorithm is adapted and compared with the French airborne RALI

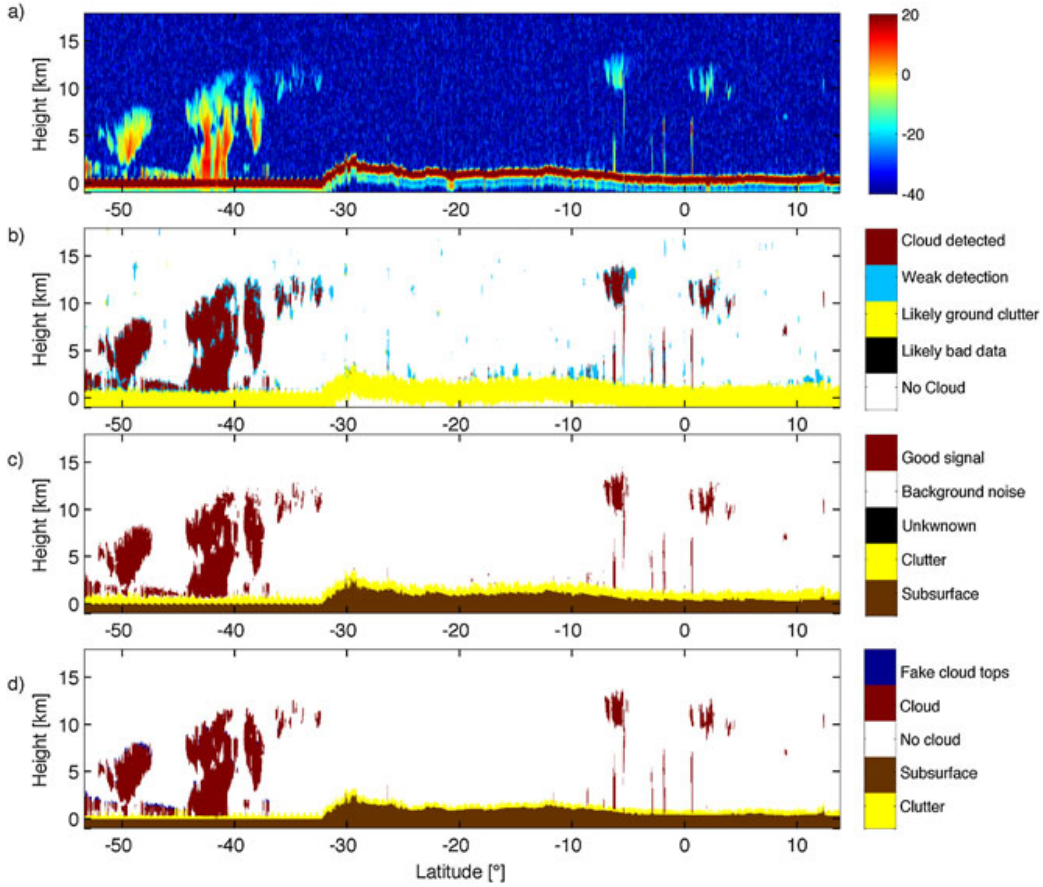


Figure 4. Comparison of radar masks with (a) CloudSat reflectivity [dBZ], (b) CloudSat radar mask with weak detection corresponding to mask values between 6 and 10 and cloud detection with mask values above 30, (c) DARDAR v1 radar mask, and (d) DARDAR v2 radar mask.

instruments [Protat et al., 2004; Delanoë et al., 2013], which are also used to prepare for the EarthCARE mission.

2. Data Set and Masks Implementation

2.1. CloudSat and CALIPSO Data Sets

[8] We use the data set described in [Delanoë and Hogan, 2010], available from the ICARE (Interactions Clouds Aerosols Radiations Etc) Thematic Centre (<http://www.icare.univ-lille1.fr/>). The ICARE Thematic Centre provides Multi Sensor “CS-TRACK-UNIT” data. These data, originally provided by the CloudSat data center and the NASA Langley Centre, are preprocessed so that A-train measurements, NASA official Level 2 products, and ancillary data are collocated within the CloudSat footprints (1.1 km) with profiles at a 60 m vertical resolution. This is the DARDAR resolution grid. The altitude range of the data is -1.02 km to 25.08 km, and the latitude range is -82° to 82° (see Delanoë and Hogan [2010] for further details).

[9] To develop the new DARDAR classification version, we use input from a number of “CS-TRACK-UNIT” data products, all available from the ICARE ftp website. The lidar attenuated backscatter coefficient, β , at 532 nm comes from the CALIPSO Level 1B profile data and the 94 GHz radar reflectivity, Z_e , from the CloudSat 2B GEOPROF prod-

uct. These data are already calibrated [Winker et al., 2007; Tanelli et al., 2008; Protat et al., 2009]. Thermodynamic variables like temperature, pressure, and specific humidity come from the ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts)-AUX unit file. The CALIPSO VFM (Vertical Feature Mask), available in the file CS-TRACK-UNIT-CAL-LID-L2-VFM, gives information on the nature of targets in the lidar profiles with a quality flag. Even if it is interpolated on the “CS-TRACK-UNIT” resolution grid, it still presents very large block effect due to the spatial and vertical averaging used to increase the signal-to-noise ratio. Therefore, on the DARDAR resolution grid, some noise pixels are inevitably included in the VFM clouds, and these cannot be used in the inverse method used for ice clouds retrievals, but it is still useful for us to distinguish clouds from aerosols.

2.2. Lidar Mask

[10] Our work is primarily focused on clouds so we have not developed an independent method to discriminate clouds from aerosols in lidar data but rather use the VFM. In DARDAR v2, only aerosols that are detectable at the DARDAR resolution are included, resulting in far less aerosol than in averaged products such as the VFM. Users interested in aerosols should use the official CALIOP product.

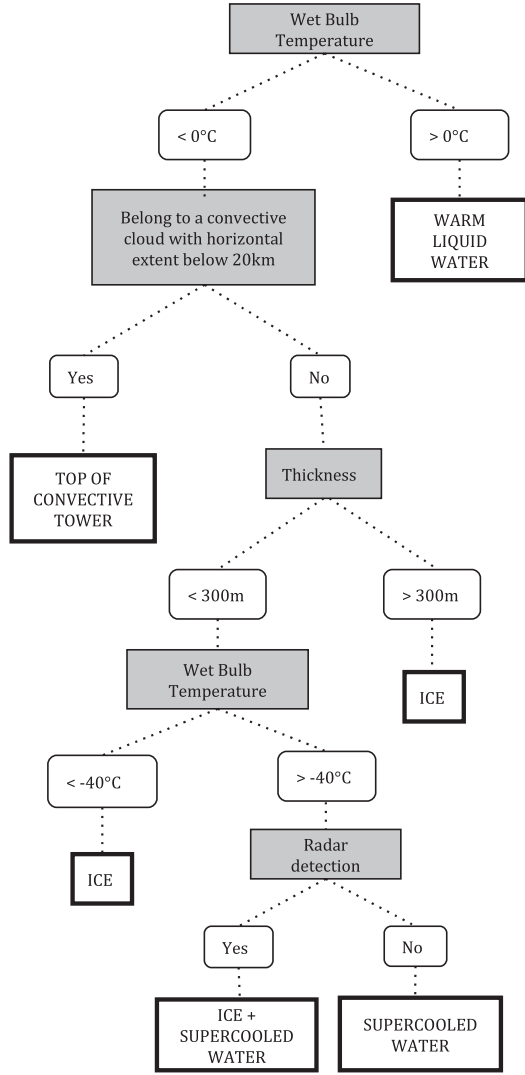


Figure 5. Decision tree for classifying layers with a strong backscatter signal.

[11] We use only the 532 nm CALIOP channel because this wavelength is more sensitive to small particles, and hence aerosols and optically thin clouds composed of small particles, than the 1064 nm channel. Figure 1 shows the return signal at 532 nm, hereafter β_{532} , from granule 05725 on 26 May 2007. The daytime lidar signals are particularly noisy due to solar radiation. Darker and brighter stripes appear according to changes in scene reflectance. The lidar calibration is assumed to be correct, but we note that miscalibration could lead to biases in the feature masks.

[12] The technique to select the pixels containing clouds or aerosols relies on thresholding grayscaled images of $\log(\beta_{532}/\beta_{\text{mol}})$ with $\beta_{532} > 0$. β_{mol} is the modeled molecular backscattering at 532 nm calculated from temperature and pressure and is used to remove the molecules' contribution in the lidar signal. This technique is applied granule after granule.

[13] Each granule is first split into three parts (first night segment, day segment, and last night segment), each treated independently. Before thresholding, image processing is applied to the original three day and night images in a series of steps, as shown in Figure 2 for a daytime example. Once processed, these three images are vertically split into three parts (0 km to 8.2 km, 8.2 km to 20.2 km, and 20.2 km to 25 km) according to the original vertical averaging of CALIOP data for thresholding.

[14] In Figure 2a, showing the original normalized image (with values between 0 and 1), the contrast between noise and clouds is poor, and this is confirmed by the narrowness of the image histogram in Figure 2d. The histograms in Figures 2d, 2e, and 2f are the histograms of the $\log(\beta_{532}/\beta_{\text{mol}})$ values in the 0 km to 8.2 km image parts; in this specific example, they are well representative of the histogram of the full day image. The poor contrast makes it difficult to find an adequate threshold to extract clouds. To improve the contrast, the histogram is stretched and a moving average filter with a 9 pixel window is applied to reduced speckle. The results of this processing are displayed in Figures 2b and 2e. The contrast is increased, and the histogram now spreads over the full range from 0 to 1, but intensities of vertical noise stripes are consequently exaggerated. As this problem is not present at night, the nighttime image processing is stopped at this point. Finally, the daytime images are transformed to their frequency domain with a bidimensional discrete Fourier transform (DFT). On these frequency domain images, each pixel represents a frequency contained in the original spatial image. Before applying the inverse transformation to go back to spatial domain, we masked out the center horizontal and vertical lines of the frequency domain image. This removes all horizontal and vertical periodicity in the new spatial image, therefore reducing vertical and horizontal noise variations and minimizing the vertical striping. Figures 2c and 2f show the final image and corresponding histogram, in which the cloudy pixel values are more easily identifiable.

[15] The threshold is subsequently applied to each of the nine images composing the full granule. The first step is to select the detectable aerosol pixels. The histogram in Figure 2f is dominated by a strong mode centered at 0.42 corresponding to noise pixels. The aerosol threshold detection was chosen empirically as the intensity for which the number of pixels is equal to half the maximum height of

Table 1. Aerosol/Liquid Mask and Ice/Rain Mask Combination^a

	No Aerosol or Liquid	Liquid	Aerosols	Stratospheric	Extinguished
Ground	Ground (−1)	X	X	X	X
No ice or rain	Clear sky (0)	Liquid clouds (11)	Aerosols (6)	X	Do not know (−2)
Ice	Ice clouds (1)	Liquid cloud + ice (4)	X	Stratospheric (8)	Ice clouds (1)
Warm rain	Warm rain (7)	Liquid cloud + warm rain (12)	X	X	Warm rain (+liquid) (14)
Cold rain	Cold rain (5)	Liquid cloud + cold rain (13)	X	X	Cold rain (5)

^aNumbers in parentheses correspond to the number of the class.

Table 2. DARDAR v2 Classes

Class Number	Definition
-4	Clutter
-3	Lidar extinguished
-2	Lidar attenuated
-1	Surface and subsurface
0	Clear sky
1	Ice
2	Lidar ice with depolarization ratio < 0.2
3	Supercooled water
4	Supercooled water + ice
5	Cold rain from ice clouds
6	Aerosols
7	Warm rain/drizzle
8	Stratospheric features
9	High ice concentration layers
10	Strong backscatter convective towers top
11	Liquid water clouds
12	Warm rain + liquid cloud
13	Cold rain + liquid cloud
14	Warm rain (could be mixed with liquid)

the histogram (on the right side of the mode). This limit is shown by the dashed vertical line in Figure 2f. The pixels with an intensity greater than this limit are considered to be likely clouds or aerosols. This is where we use the VFM to distinguish clouds from aerosols: any of these pixels classified as aerosol in the CS-TRACK-VFM (with either a bad, medium, or good quality flag), is then classified as aerosol in the DARDAR v2 classification. The detection is therefore done at the DARDAR resolution grid, but the attribution to aerosols is done with the VFM.

[16] In the same way, we chose the threshold for cloud detection empirically after testing several options: we selected the threshold for which the detected pixels corresponded to the clouds identified visually on the images. This threshold is represented by the solid vertical line in Figure 2f. It was chosen as the intensity for which the number of pixels is equal to a fifth of the maximum of the histogram. Any pixel whose intensity is greater than this threshold is classified as clouds. At this point, the lidar mask still contains noise pixels, so a final test on backscatter is performed to remove any falsely detected pixels. The logarithm of the backscattering value of each selected pixel, β_{pix} , is compared to the mean of the logarithm of the backscattering

Table 3. DARDAR v1 Classes

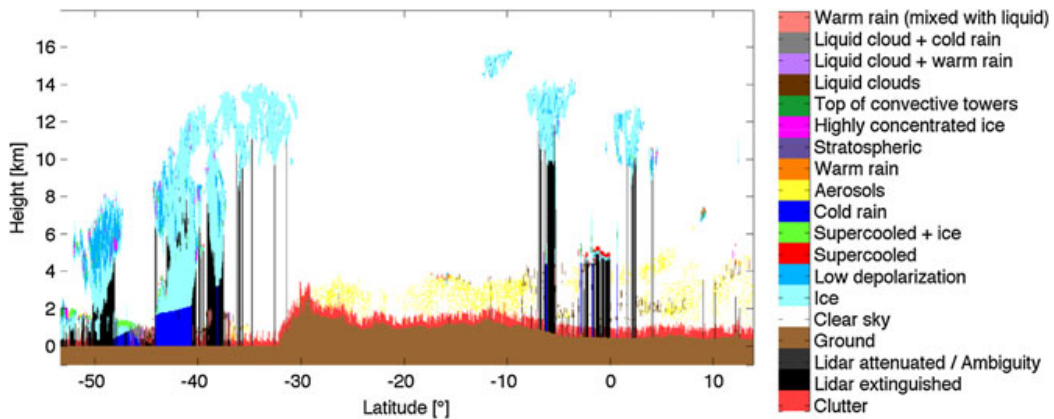
Class Number	Definition
-2	Do not know
-1	Surface and subsurface
0	Clear sky
1	Ice clouds
2	Supercooled water + ice
3	Liquid water
4	Supercooled water
5	Rain or drizzle
6	Aerosols
7	Possibly insects
8	Stratospheric features

value of its 24 surrounding cloud or noise pixels, β_{cloud} and β_{noise} , respectively. If $\beta_{\text{pix}} \leq \beta_{\text{cloud}} - 1.5$ or if $|\beta_{\text{cloud}} - \beta_{\text{noise}}| \leq 0.3$ (1.5 and 0.3 values are chosen empirically), then the center pixel is removed from the cloud mask. Also, every isolated cloud pixel is removed from the mask. This thresholding technique was tested on several case studies and found consistent with what is observed by eye.

[17] The lidar mask also contains areas of indetermination. When the lidar signal is too attenuated to detect the surface then all pixels below the last detected pixel are classified as “Lidar extinguished.” When the lidar still detects the surface but misses some features detected by the radar, then pixels are classified as “lidar attenuated,” but it is impossible to quantify to what extent the lidar is attenuated.

[18] The ground is located from the DEM (Digital Elevation Model) of the L1 Lidar file.

[19] Figure 3a shows the VFM and Figures 3b and 3c respectively the DARDAR v1 and v2 lidar mask. v1 includes more pixels than v2. This is because v1 relies on the VFM that has a block effect (that is, clouds and aerosols presenting square features) effect due to the VFM spatial averaging increasing the number of cloud or aerosol pixels, whereas v2 only relies on 60 m vertical resolution lidar profiles. Note the presence of a square stratospheric cloud in the VFM and v1 around -20° where there is no obvious trace of it in Figure 1. The statistical differences between the two versions will be fully investigated in section 4.1, but we can already say that on this specific example we count 3.69% of cloud or aerosols pixels in DARDAR v2, 4.86% in DARDAR v1, and 5.33% in the VFM.


Figure 6. DARDAR v2 classification sample of granule 05725 on 26 May 2007.

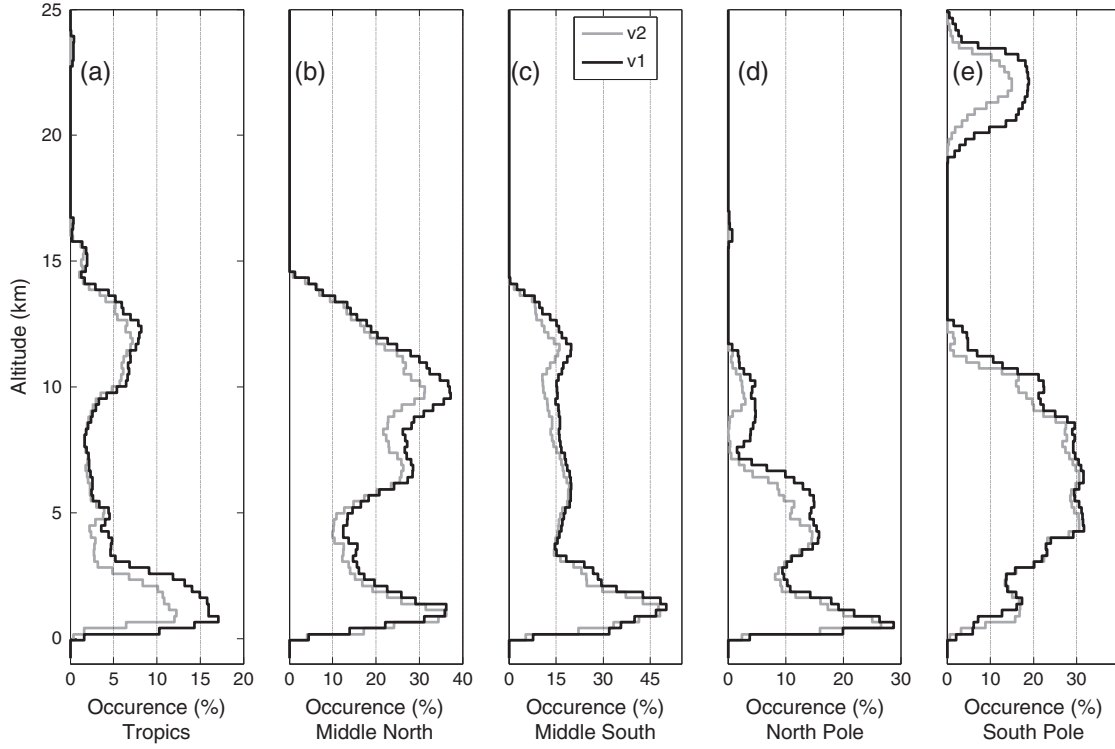


Figure 7. Histogram with respect to altitude of cloud or rain occurrence for the two DARDAR classifications for the granule 05725 on 26 May 2007 in (a) the tropics, (b) the middle northern latitudes, (c) the middle southern latitudes, (d) the North Pole, and (e) the South Pole.

2.3. Radar Mask

[20] Cloud detection from radar reflectivity relies on thresholding in the same way as for the lidar mask. We found that for radar the adequate threshold for cloud detection is the intensity for which the number of pixels is equal to a sixth of the maximum of the histogram. In the resulting mask, we remove the false radar detection caused by the 500 m original vertical resolution brought on to a 60 m vertical resolution with the help of the lidar mask. When the lidar is not extinguished, it always detects the tops of clouds seen by the radar. Therefore, all radar detection above the lidar cloud top are removed from the mask. This correction is important because a fake radar cloud top would introduce a bias in climatologies.

[21] Any pixel less than 1.2 km aboveground with reflectivity higher than 15 dBZ is considered radar clutter. Also, in the same area, any pixel with reflectivity higher than the detection threshold is considered radar clutter unless every pixel below 1.2 km in the vertical column is above the detection threshold. In this case, we consider that they belong to cloud or rain.

[22] CloudSat data center provides a mask giving information of location of likely hydrometeors [Marchand *et al.*, 2008]. The mask values, ranging from 0 to 40, give an indication of the confidence with which we can report a radar detection. Figure 4a shows the CloudSat reflectivity in dBZ, Figure 4b is the corresponding radar mask from the CloudSat data center, and Figures 4c and 4d are, respectively, the

radar masks from DARDAR v1 and v2. In Figure 4b, “Weak detection” includes the CloudSat mask values ranging from 6 to 10 and “Cloud detected” the values above 30, which is the most widely used threshold for confident cloud detection. In the v1 radar mask, ground and clutter are refined from the CloudSat mask. When the cloud features in the v1 radar mask have a common boundary with the clutter, then all pixels below the boundary until the ground are considered as good targets to be classified in the DARDAR v1 classification.

[23] The radar mask from DARDAR v1, DARDAR v2, and CloudSat are very similar. The percentage of pixels in the daytime granule that are either cloud or rain in each of the DARDAR v1, DARDAR v2, and CloudSat mask are 4.59%, 4.61%, and 5.03%, respectively. This slight difference is due to the corrected cloud tops and because the CloudSat mask is slightly less restrictive than DARDAR.

3. Target Categorization

3.1. Strong Lidar Backscatter Layers

[24] Lidar backscatter intensity contains information about the nature of the hydrometeors. Strong backscatter regions are composed either of warm liquid water, supercooled water, ice in high concentration, or a mix of them. Locating supercooled water layers is crucial as they represent a major weather hazard in aeronautics and can cause fatalities [Reehorst *et al.*, 2008]. Moreover, they have an

influence on retrieval methods [Delanoë and Hogan, 2010] and radiative transfer calculations [Hogan et al., 2003]. Such hydrometeors have the power to extinguish the lidar signal or at least to strongly attenuate it. Delanoë and Hogan [2010] and Zhang et al. [2010] both describe a method to identify supercooled water layers. These layers are usually physically thin (no more than 300 m) and observed in regions where the temperature is lower than 0°C and higher than -40°C [Hogan et al., 2004; Zhang et al., 2010], which is the homogenous nucleation temperature.

[25] In DARDAR v2, we locate any type of attenuating high backscatter layer ($\beta_{532} > 2.10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ [Delanoë and Hogan, 2010]) and then classify them according to temperature and parameters from the radar and lidar masks.

[26] These layers include any pixel where $\beta_{532} > 2.10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ and where β_{532} drops by a factor of 10 in the next 480 m. The vertical extent of the layers is defined with the gates of maximum gradient in β_{532} in the 240 m below and 300 m above each of these pixels.

[27] Before November 2007 the CALIOP pointing angle was almost at nadir but was tilted 3° off nadir after that. Horizontal ice crystal plates induce strong returns when viewed in the nadir configuration but not when viewed off nadir [Zhou et al., 2012]. The technique used in Delanoë and Hogan [2010] to identify supercooled water was tested before and after the tilt, and no large difference was observed.

[28] Each of these strong backscatter layers is then treated separately to classify its pixels into five groups: (1) warm liquid water, (2) supercooled water, (3) supercooled water mixed with ice, (4) highly concentrated ice, and (5) top of updrafts in convective towers.

[29] The decision tree presented in Figure 5 classifies these layers based on the following criteria: temperature, horizontal extent of layer, thickness, reflectivity, and, for convective towers, location. If the ECMWF wet bulb temperature (temperature of adiabatic saturation) is greater than 0°C, then the layer is composed of warm liquid water. The upper part of strong updrafts in convective towers can be composed of liquid droplets and ice in different proportion, so these layers are categorized in a separate class. If the layer is less than 20 km wide and located in a vertically oriented cloud whose reflectivity is greater than 5 dBZ, then it is classified as top of updraft in convective tower (hereafter called top of convective tower). Doppler radar gives information on particle terminal fall velocity, and, therefore, precipitation and updraft areas will be more easily identified when EarthCare Doppler radar data are available. The remaining layers are classified as ice in high concentration if the layer is more than 300 m thick and/or if the wet bulb temperature is lower than -40°C and as supercooled water otherwise. The radar is not able to detect pure supercooled water because its signal is dominated by larger and less numerous particles [Hogan et al., 2003]. So, if the radar detects a signal collocated with supercooled water layers detected by the lidar, they are classified as supercooled water mixed with ice.

[30] DARDAR v1 only selects the layers of supercooled water (mixed with ice or not). These layers often include a pixel above the actual increase in backscatter and below the actual drop off in backscatter. This tends to increase the supercooled water occurrence and fraction: over 3 months

Table 4. v1 and v2 Classifications Simplified Contingency Table for Granule 05725 on the 26.05.07^a

	Unknown	Surface	Clear Sky	Ice	Supercooled+Ice	Liquid	Supercooled	Rain	Aerosols	Strato	Total	Agree
Unknown	236,218	21,247	66,652	19,510	3	673	16	13,286	902	0	358,507	65.89%
Surface	5,896	935,360	48	1,207	11	221	1,185	1,469	0	0	945,397	98.94%
Clear sky	83,987	85,517	13,162,126	21,649	22	4,285	260	389	12,988	482	13,371,705	98.43%
Ice	14,701	2,851	142,439	762,813	5,989	0	1,364	0	417	0	930,574	81.97%
Supercooled+Ice	2	186	4,296	16,738	15,371	4	1,717	0	41	0	38,355	40.08%
Liquid	10,003	10,752	27,651	1,020	4	26,308	959	1,578	1,570	0	79,845	32.95%
Supercooled	42	1,922	5,771	7,563	1,555	3	17,762	0	16	0	34,634	51.28%
Rain	11,084	2,405	3,837	1	0	1,573	0	96,268	161	0	115,329	83.47%
Aerosols	1,760	45,079	105,091	106	0	1,203	114	394	70,014	0	223,761	31.29%
Insects	154	59	2,908	2	0	1,162	0	0	84	0	4,369	0%
Strato	0	0	30,652	0	0	0	0	0	0	34,188	64,840	52.73%
Total	363,847	1,105,378	13,551,471	830,609	22,955	35,432	23,377	113,384	86,193	34,670		
Agree	64.92%	84.62%	97.13%	91.84%	66.96%	74.25%	75.98%	84.90%	81.23%	98.61%		

^a The lines correspond to the v1 classes and the columns to the v2 classes. The bold values correspond to the number of pixels classified in the same class in both DARDAR versions. For instance in the box of "Ice" line and "Clear Sky" column, we find the number 142,439, meaning that there are 142,439 pixels which were classified as ice in v1 which are now classified as clear sky in v2.

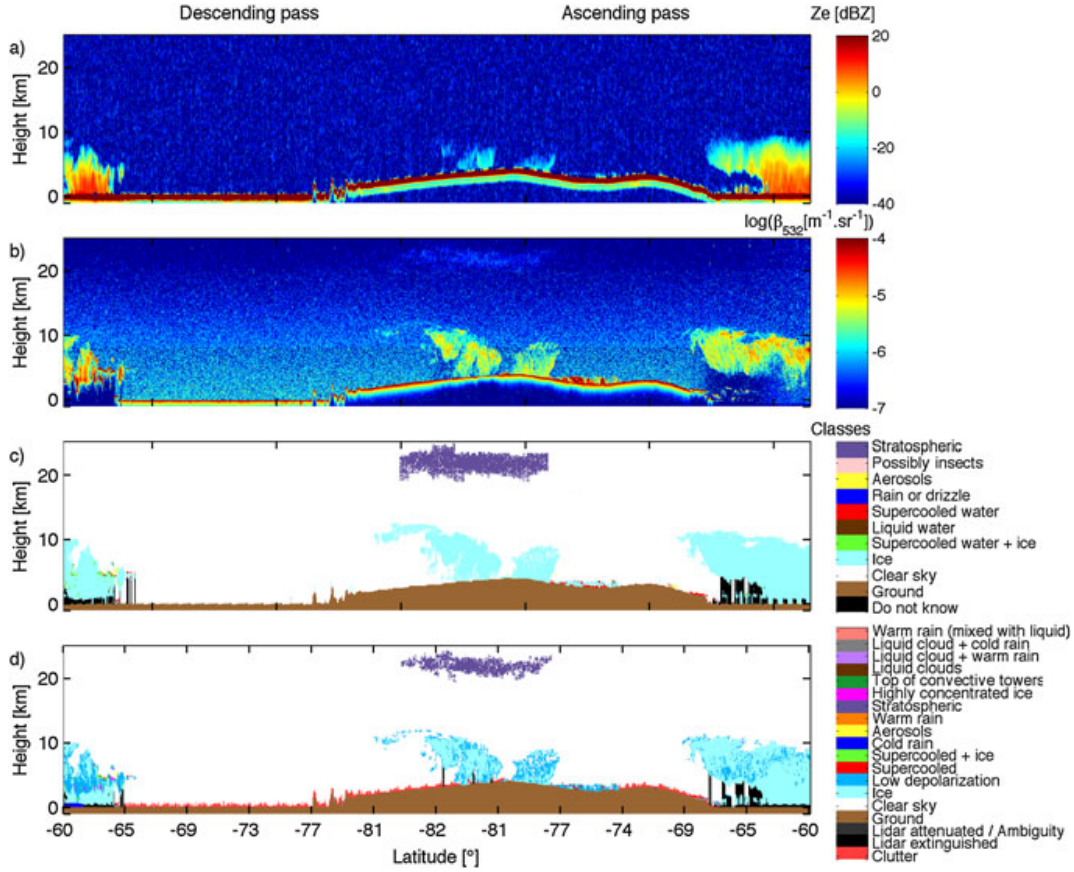


Figure 8. Comparison of (a) the CPR reflectivity Z_e [dBZ], (b) the logarithm of the CALIOP attenuated backscatter coefficient β_{532} [$\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$], (c) DARDAR v1 classification, and (d) DARDAR v2 classification at the South Pole.

of data, v1 reports 1.8 times more supercooled water (mixed with ice or not) than v2, and we expect v2 to be more realistic.

3.2. Creation of DARDAR v2 Categorization

[31] Categorization is based on Table 1, which is a simplified version of the table presented in the target classification product for EarthCare described in *Delanoë et al.* [2010]. We created an aerosol/liquid mask and an ice/rain mask, from which many combinations, even mixed phase, are possible. Note that snow is not included in the DARDAR categorization because in microphysical properties retrieval methods we consider that there is a continuum between ice cloud and snow.

[32] In a warm atmosphere (ECMWF wet bulb temperature greater than 0°C), we distinguish precipitating from nonprecipitating clouds using the CloudSat reflectivity. Using CloudSat data, *Stephens and Haynes* [2007] report that for reflectivities below -15 dBZ the amount of drizzle is negligible, but *Leon et al.* [2008] sets this limit to -18 dBZ in marine stratocumulus clouds. In some other studies this limit varies between -15 dBZ and -20 dBZ [*Liu et al.*, 2008] for different types of radar at different wavelengths. We have chosen a threshold of $Z_e = -17$ dBZ because it lies between all of these values.

[33] Cold rain is defined by a radar signal detection with $Z_e \geq -17$ dBZ located in a warm atmosphere and originating from ice clouds, whereas warm rain (or drizzle) is a radar signal detection with $Z_e \geq -17$ dBZ not coming from ice. If a cold rain pixel is observed, then all pixels below it until the ground are classified as rain even when marked as clutter or in cases where Z_e decreases when reaching ground. This phenomenon can appear (more likely in the tropical regions) when rainwater evaporates before reaching the surface or when radar signal is attenuated by heavy convection and rain; the ground is then barely observable in the radar signal. We assume that the rain is falling vertically within the 1 km long gates. Radar mask pixels in a warm atmosphere, with $Z_e \leq -17$ dBZ, are assigned as liquid clouds. DARDAR v1 used the same ECMWF temperature data and the same reflectivity threshold to separate liquid clouds from precipitation but did not distinguish cold rain from warm rain.

[34] From Table 1, we have “cold rain and liquid cloud” when there is a good lidar signal and the radar reflectivity is above -17 dBZ. Note that we are not trying to give an estimate of cloud base as the lidar may be extinguished before actually reaching it. When the lidar is extinguished, the pixels are attributed to “cold rain” but they may be mixed with liquid in some areas close to the melting layer. Warm rain

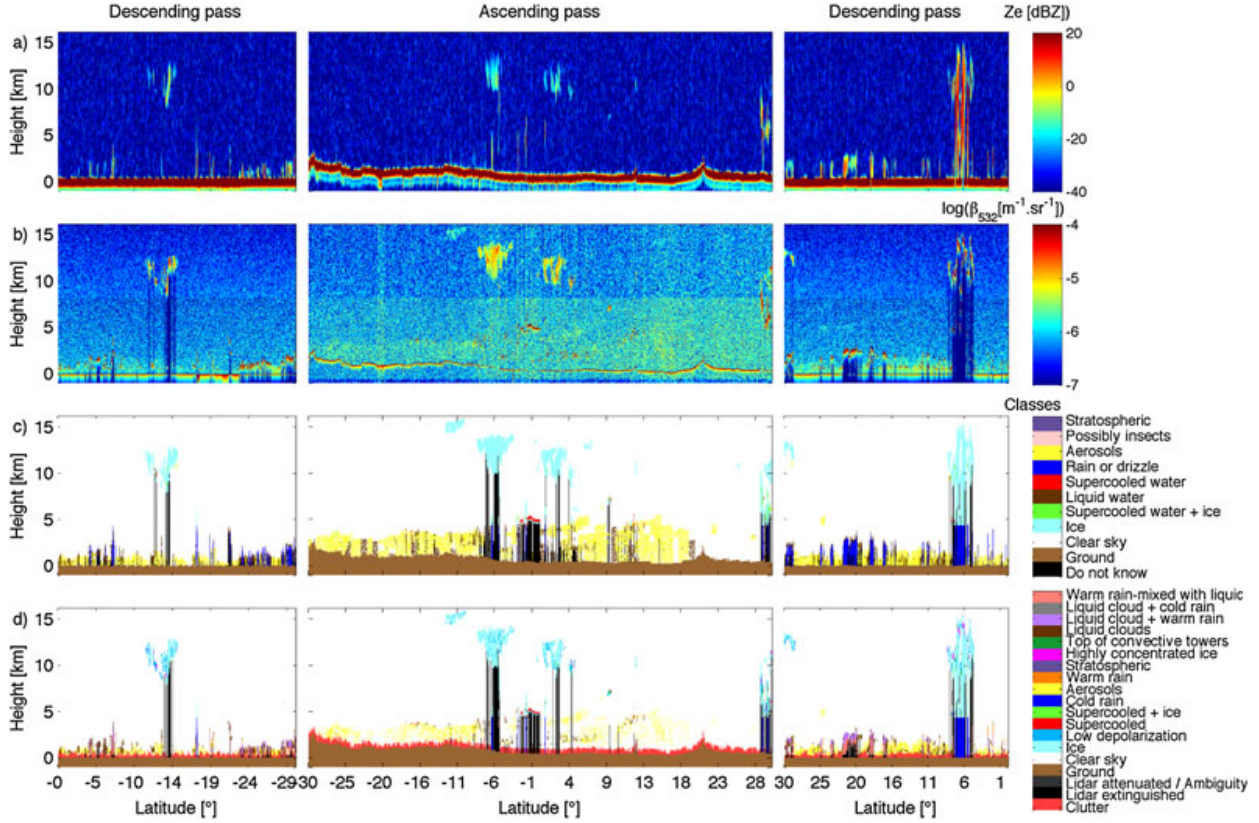


Figure 9. Comparison of (a) the CPR reflectivity Ze [dBZ], (b) the logarithm of the CALIOP attenuated backscatter coefficient β_{532} [$m^{-1} sr^{-1}$], (c) DARDAR v1 classification, and (d) DARDAR v2 classification in the tropics.

pixels found in extinguished or attenuated lidar zones are categorized as “rain which could be mixed with liquid.”

[35] Any feature detected by the lidar in the ice class and in the ice/rain mask situated above the lower limit of the stratosphere is classified as “stratospheric feature.” We define the stratosphere lower limit as 3 km above the tropopause. The altitude of the tropopause is usually available in the CALIPSO L1 product, but when it is not, we define it as the height of minimal temperature on the vertical profile. It can happen that the temperature profile presents no minimum; in that case, the whole profile is described as troposphere.

[36] We also create a class for ice with low depolarization ratio. A low total depolarization ratio (we use a depolarization ratio < 0.2 for this class) can indicate that the ice particles’ cross section is disk-shaped, meaning that the particles are either spherical or 2-D plates horizontally oriented [Yoshida *et al.*, 2010]. This class is only given as an indication since multiple scattering and daytime noise can influence the local inferred depolarization.

[37] DARDAR v2 classes are summarized in Table 2, and an example of the classification for a case study is shown in Figure 6. In this example many classes are represented: an area around -47° latitude shows liquid clouds in dark brown, liquid mixed with warm rain in purple and with cold rain in gray, as well as supercooled water mixed with ice in light green. Close to 0° latitude at 6 km there is a supercooled

water layer in red. The radar clutter in dark orange is also well represented in this example.

4. Comparison Between DARDAR v1 and v2 Classifications

[38] This section focuses on the differences between the two DARDAR categorization versions. We first consider a case study of granule 05725 from 26 May 2007. We then look at the statistical distribution of hydrometeors from all the available data from January, February, and March 2010. Our aim is to analyze the differences and similarities between the two products; we do not produce a climatology nor do we study the spatial distribution of different cloud types.

4.1. Comparison of Classifications Using the Granule 05725 Case Study

[39] As reported in the previous sections, the technique used to categorize the targets in lidar and radar profiles are different in the two DARDAR versions. DARDAR v2 now introduces new classes, including mixed phase classes, making the v2 classification more precise. The DARDAR v1 classes are listed in Table 3.

[40] Figure 7 shows the occurrence of cloud or rain in granule 05725 as a function of altitude in different latitude

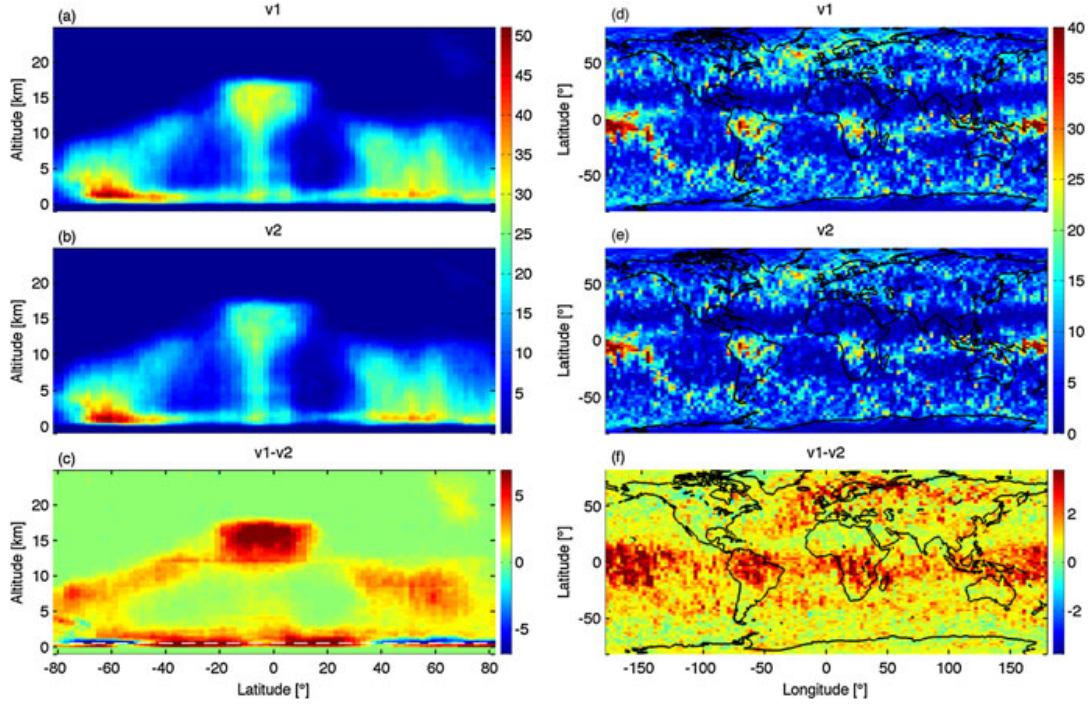


Figure 10. Comparison of rain or cloud occurrence in v1 and v2, defined as the number of pixels classified as clouds or rain divided by total number of pixels in each bin multiplied by 100. (a) Cloud or rain occurrence with respect to latitude and altitude for v1. (b) Same as Figure 10a but for v2. (c) The difference between Figures 10a and 10b with a white dashed line at 500 m altitude. (d) Same as Figure 10a but as a function of latitude and longitude. (e) Same as Figure 10d but for v2. (f) The difference between Figures 10e and 10f.

regions. The cloud or rain occurrence is calculated as the number of pixels classified as cloud or rain divided by the total number of pixels. The black line is the v1 distribution and the gray line the v2 distribution.

[41] In order to quantify the differences between the two classifications, the contingency table in Table 4 reports the number of pixels agreeing and disagreeing between the two versions. The lines and columns correspond to the pixels classified in v1 and v2, respectively. It is simplified in order to have the two classifications comparable. DARDAR v2 ice, low depolarization ice, top of convective clouds, and ice in high concentration pixels are all grouped in “Ice.” Warm rain, cold rain, and mix of rain with liquid clouds are grouped in “Rain.” The clutter pixels are included in “surface or subsurface” class, and finally the “lidar extinguished” and “lidar attenuated” grouped in “Unknown.” At the end of each line and column, we give the total number of pixels attributed to the corresponding class in v1 and v2 and the agreement level between the two classifications. For instance in the “Ice” line, the total number of pixels classified as ice in v1 is 930,574. Of these pixels, 762,813 are also classified as ice in v2, which corresponds to an accordance of 82%, but 142,439 are classified as clear sky in v2, which corresponds to an disagreement of 15%. Such a disagreement is also apparent in Figure 7, clearly showing that on average DARDAR v1 includes more pixels in the classification than DARDAR v2. The occurrence differences reach 5% or more at low altitudes (below 2 km) in the tropics

(Figure 7a), at high altitudes (above 7 km) in the middle northern latitudes (Figure 7b), and even reach 10% in the stratosphere in the South Pole (Figure 7e). Occurrence differences observed above 5 km are due to the block effect of the VFM; we have shown in section 2.2 that the v1 lidar mask includes, on average, more pixels than v2. The block effect is very well illustrated in Figure 8: Figures 8a and 8b are, respectively, the CPR reflectivity and the CALIOP backscatter in the South Pole, and Figures 8c and 8d are, respectively, the corresponding DARDAR v1 and v2 classifications. The stratospheric cloud observed between -81° and -77° in v1 encompasses more pixels than in v2 and has square contours. This is in agreement with the contingency table that indicates that 47% of stratospheric pixels in v1 are actually classified as clear sky in v2.

[42] As said in section 2.3, in v1, if a cloud and the clutter have common boundary, then all pixels below the boundary

Table 5. Moments of the Differences in Distribution of Cloud and Rain Occurrence Between DARDAR v1 and DARDAR v2 Shown in Figure 10

	Latitude-Altitude	Longitude-Latitude
Mean	1.11%	1.11%
Standard deviation	1.85%	0.81%
Maximum	13.67%	6.06%
Minimum	-16.15%	-0.76%

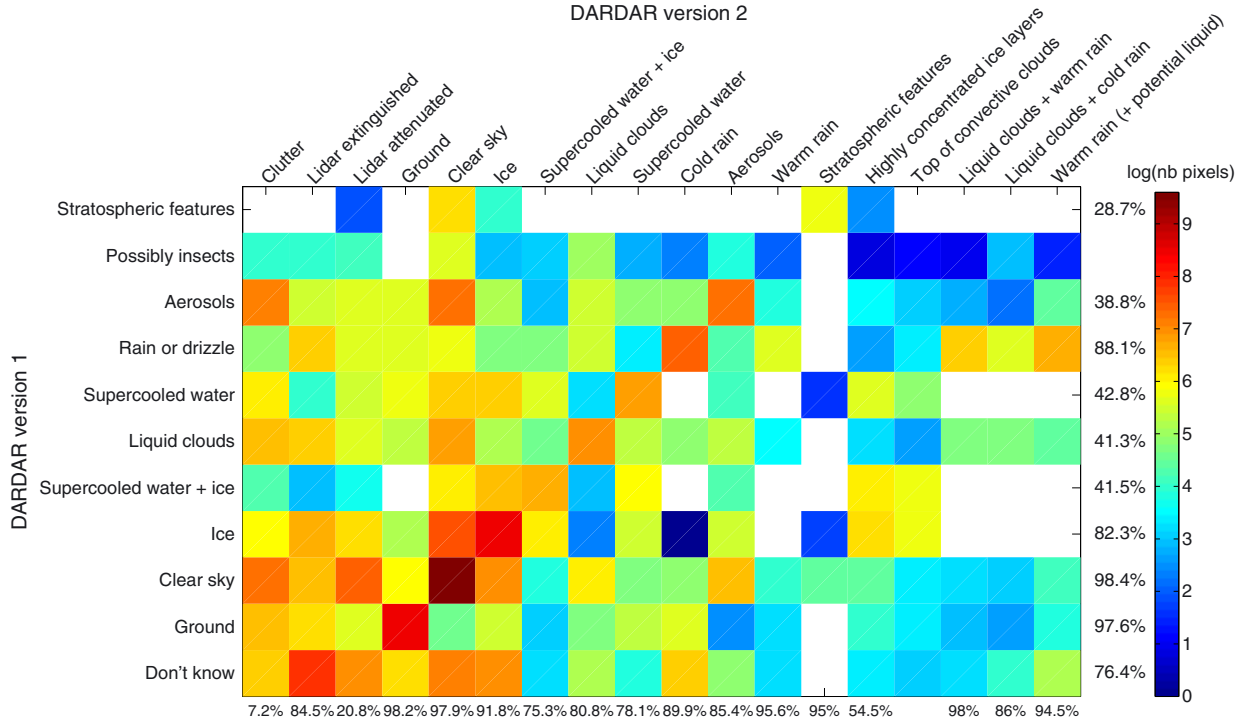


Figure 11. Contingency matrix of the two DARDAR versions using all available granules in January, February, and March 2010. The rows correspond to the classes in DARDAR v1 and the columns to the classes in DARDAR v2. The accordance percentage between v1 and v2 is given at the end of each row and column. The matrix gives an idea of the number of pixels dispatched into v2 classes which were originally classified as a particular type in v1. Each box is colored according to the logarithm of the number of pixels found in both the v1 and v2 classes. White boxes mean that there is no pixel mix-up between the two classes.

are given the same classification as the pixels above the boundary. This is not done in v2 because we cannot tell if liquid and ice clouds are precipitating or not, so we cannot confidently extend them to the ground without reliable reflectivity. Cold rain is the only hydrometeor that we extend to the ground even with contaminated radar reflectivity. An example of these differences is illustrated in Figure 8. In the descending pass around -60° , v2 reports some rain where, in v1, it is undefined because, in this region v1 has no common boundary with the clutter. In the ascending pass around -60° , v1 reports some ice below 1 km where, in v2, it is undefined. In this region, features in v1 have a few common boundaries with the clutter so v1 assigns as ice some square areas even if the reflectivity is obviously contaminated by clutter ($Z_e \geq 15$ dBZ). Note that in warmer regions it happens with liquid clouds instead of ice. This effect can also be seen in the contingency table indicating an agreement of 65% for the “unknown” v1 class, but 4% of “unknown” v1 pixels are classified as rain in v2. Therefore, at low altitude (below 1.2 km), v2 could report more rain than v1 but v1 more ice and liquid clouds than v2.

[43] The differences observed in Figure 7a below 5 km altitude can be explained by the amount of liquid clouds reported in v1. In Figure 9c (same as Figure 8c but for the tropics), there are some artifacts in the detection of liquid clouds between aerosol areas at low altitudes between -25° and -16° and between 9° and 13° in the ascending

pass. To a lesser extent in this granule, it appears as well in the descending passes. These cloud features are not realistic considering their shapes and the absence of strong lidar backscatter. These artifacts come from the fact that v1 assigned as liquid clouds the pixels classified as “aerosols none” and “clouds none” in the VFM. These pixels are usually not even included in the v2 lidar mask. This misclassification can be seen in the contingency table showing that there is only an accordance of 33% for the liquid clouds of v1. Indeed, 34.5% of liquid cloud pixels from v1 are actually classified as clear sky in v2, and 12.5% and 13.5% are classified as unknown and subsurface, respectively (remember that the v2 clutter is included in the subsurface in the contingency table). The low-altitude tropics are the regions where aerosols are mostly encountered; this is why this region has the largest differences in cloud or rain occurrence.

4.2. Comparison of the Two Classifications During Winter 2010

4.2.1. Occurrences Comparison

[44] Figures 10a, 10b, and 10c show the clouds or rain occurrence distributions as a function of latitude and altitude for v1, v2, and the difference between v1 and v2, respectively, for granules of the winter 2010. Figures 10d, 10e, and 10f show the same occurrence as a function of longitude and latitude. The mean, standard deviation, maximum, and minimum of the distribution of the differences between v1 and

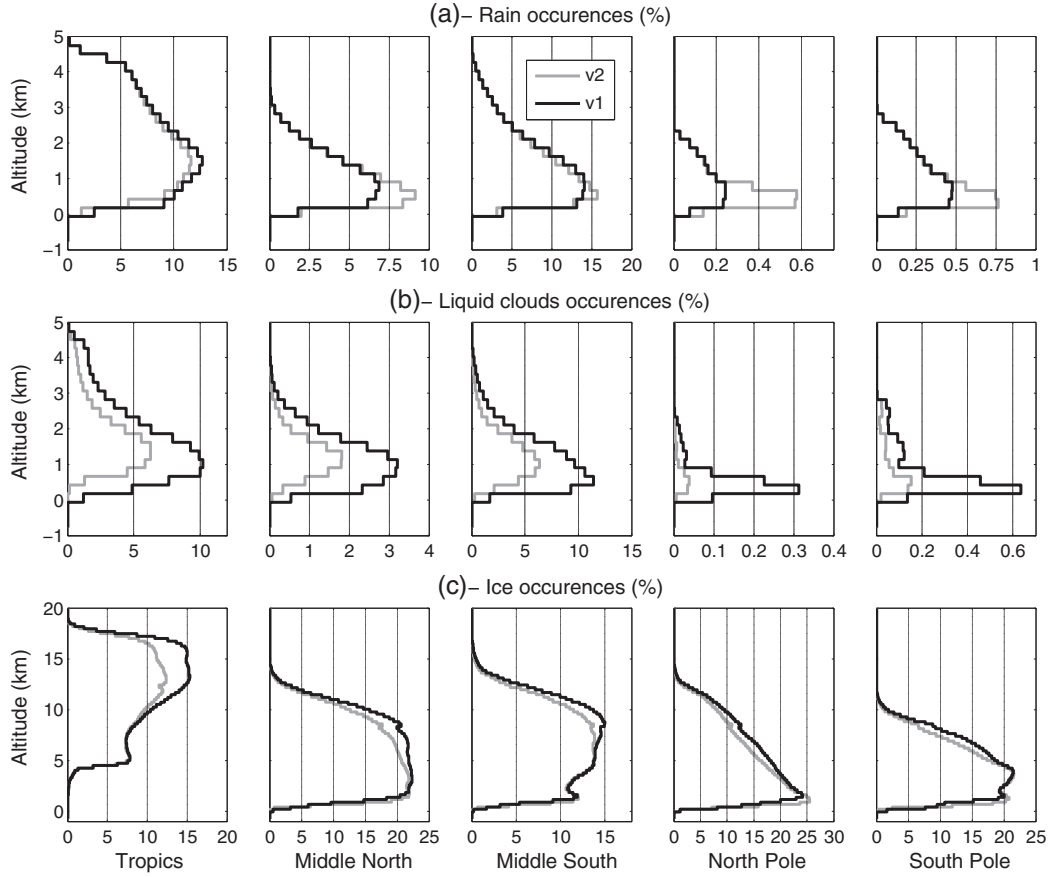


Figure 12. Histogram with respect to altitude of (a) rain, (b) liquid clouds, and (c) ice occurrence in different regions for the two DARDAR classifications in winter 2010.

v2 are listed in Table 5. Figure 11 is the contingency table for these data displayed with colors corresponding to the logarithm of the number of pixels in each grid box. The matrix presents all the classes from v2 (except low depolarization ice) in order to understand the impacts of the introduction of new classes in the classification. The colors help to visualize the correspondence between the two classifications and to quickly identify the classes between which there is the most confusion. The white boxes correspond to the classes for which there is no confused pixel.

[45] Figures 10a and 10b show that clouds and rain are distributed according to latitude and altitude. Figure 10c and Table 5 show that the differences between the two versions can reach 16% in some areas. This represents a significant difference when it comes to evaluating general circulation models (GCMs). Figures 10d and 10e show some geographical dependence. Most clouds or rain are located in the tropics, in the Northern Atlantic, and in Northern Europe, and this is where the largest differences are consequently observed in Figure 10f (not more than 6% according to Table 5).

[46] Figure 10c shows an almost continuous red area below 500 m (white dashed line), indicating that v1 occurrences are larger by 5–6% than v2 occurrences. For slightly higher altitudes, between 500 m and 2 km, red still predominates in the tropics and middle latitudes, while in the poles v2 occurrences are larger by 5–6% than v1 occurrences.

This observation is consistent with the difference in the way clutter is treated in v1 and v2, as discussed in section 4.1. Differences are more easily quantifiable in Figures 12a, 12b, and 12c that show the rain, liquid clouds, and ice occurrence, respectively, in DARDAR v1 in black and v2 in gray for different latitude regions. For rain above 1.2 km, where clutter treatment has no more effect, there is almost no difference between the two versions, but below 1.2 km, v2 reports more rain than v1 (except in the tropics). For liquid clouds, the largest differences are also located below 1.2 km where v1 reports more liquid clouds than v2.

[47] Above this limit the differences are explained by the false liquid cloud detection in aerosol areas, discussed previously. The contingency table tells us that v1 “liquid clouds” pixels are dispatched into several classes in v2. First of all, 12.8% of these pixels are classified as clutter in v2 because liquid clouds in v1 are extended to the ground where v2 reports nothing but ground clutter. Secondly, 11.7% of them are classified as extinguished lidar in v2. This happens when spurious detection is found in the middle of an extinction area (such cases were observed but are not shown here). Finally, as expected, 28.1% of them are classified as clear sky in v2.

[48] In Figure 10c at high altitudes in the tropics, the differences reach more than 15% due to v1 being less restrictive on cloud pixel detection than v2 and because of the block effect (see section 2.2). Note in Figure 11 that the v2 “clear

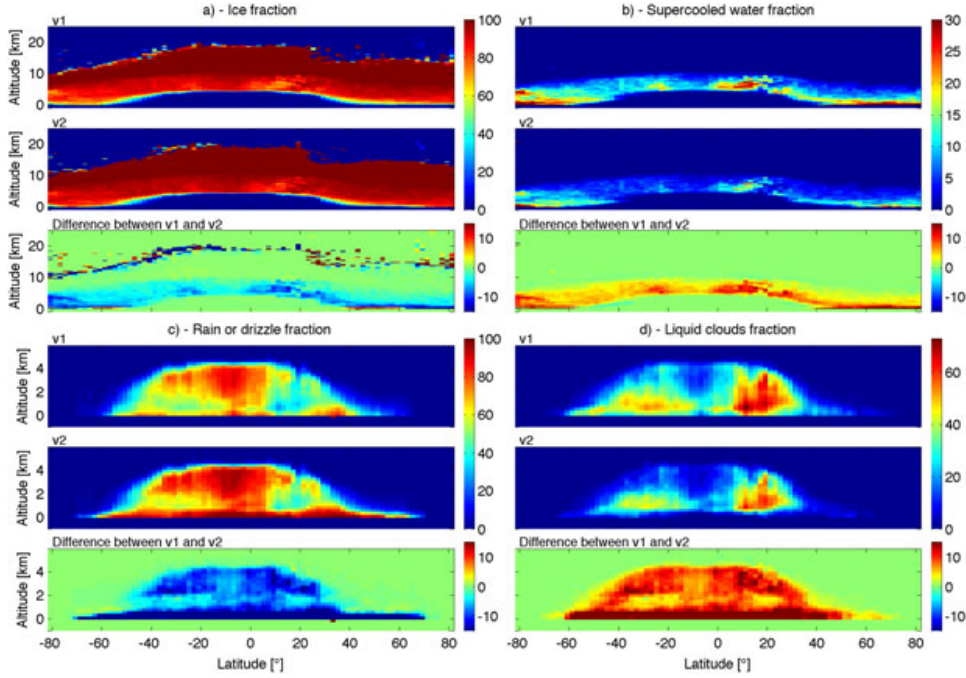


Figure 13. Comparison of the distribution of atmospheric constituents, with respect to altitude and latitude, for DARDAR v1 and v2. (a) The distribution of ice fraction calculated as the number of pixels classified as ice divided by the number of pixels classified as cloud or rain in the same bin. The top plot is for v1, the middle plot is for v2, and the bottom plot shows the difference in fractions between the two versions. (b) Same as Figure 13a but for supercooled water (mixed with ice or not) fraction. (c) Same as Figure 13a but for rain or drizzle fraction. (d) Same as Figure 13a but for liquid clouds fraction.

sky” pixels are dispatched to many classes in v1, such as ice, liquid clouds, aerosols, and stratospheric features. Discrepancies between the v1 and v2 lidar masks make the v1 accordance for those classes not very good: the v1 stratospheric accordance is only 28.7%, the remaining pixels are categorized mainly as clear sky and ice in v2. For liquid clouds, there are almost as many pixels classified as clear sky as are classified as liquid clouds in v2. Fifteen percent of v1 ice pixels are classified as clear sky in v2. Figure 12c also shows that there is quite a good match between the two versions below 8 km in the tropics and below 5 or 6 km in other regions. This corresponds to areas where ice is mainly detected by radar; we showed earlier that radar masks on v1 and v2 are almost identical.

4.2.2. Phase Fractions Comparison

[49] Figure 13 presents the distribution of ice, rain, supercooled water (mixed with ice or not), and liquid clouds fractions as a function of altitude and latitude. The fraction is defined as the number of pixels classified as a certain type of hydrometeor divided by the number of pixels classified as cloud or rain. It represents the chance that a pixel will belong to a class when detected by the radar and/or the lidar. For instance, an ice fraction of 100% means that, in the considered bin, the only hydrometeor to be found is ice. Comparing the fractions helps to identify the discrepancies between classes and to identify the locations where different hydrometeors coexist.

[50] It is clear from Figures 13a and 13b that there is a mix-up between ice and supercooled water. Indeed, the increase in ice fraction in v2 (higher fraction v2 by up to

15%) in Figure 13a perfectly matches the decrease in supercooled water fraction (lower fraction in v2 by up to 15%) in Figure 13b. This means that v1 is more likely to assign the target pixels to supercooled water than v2. This is verified by the contingency table in Figure 11 (numbers not displayed in the figure) where 20.5% of the pixels classified as supercooled water in v1 are classified as ice in v2. This is because v1 sometimes includes an additional pixel above and below the actual layer of strong backscatter (see discussion in section 3.1).

[51] The differences observed along the tropopause in Figure 13a correspond to the mix-up between stratospheric and tropospheric pixels.

[52] Figure 13c shows that, in many areas, the fraction of rain or drizzle is larger by 10 to 15% in v2 than in v1, while we observe the opposite for liquid clouds in Figure 13d. Similarly to ice and supercooled water, the changes between v1 and v2 in rain and liquid clouds match each other. Rain fraction in v2 includes the fractions of cold rain, warm rain, and any kind of rain mixed with liquid clouds. The contingency matrix confirms, as expected, the mix-up between liquid clouds in v1 and liquid clouds mixed with rain in v2. When grouping all rain classes from v2, we have 91.5% agreement with v1 pixels. Of rain pixels in v2, 0.4% are classified as liquid clouds in v1 and the other 7% as unknown, clear sky, or surface, but these latter do not play a part in the fraction computation. Therefore, we see that a small mix-up of 0.4% can represent quite a big difference in fractions: the maximum differences (not displayed in Figure 13c for visibility reasons) reach 80% in low altitudes (below 1 km).

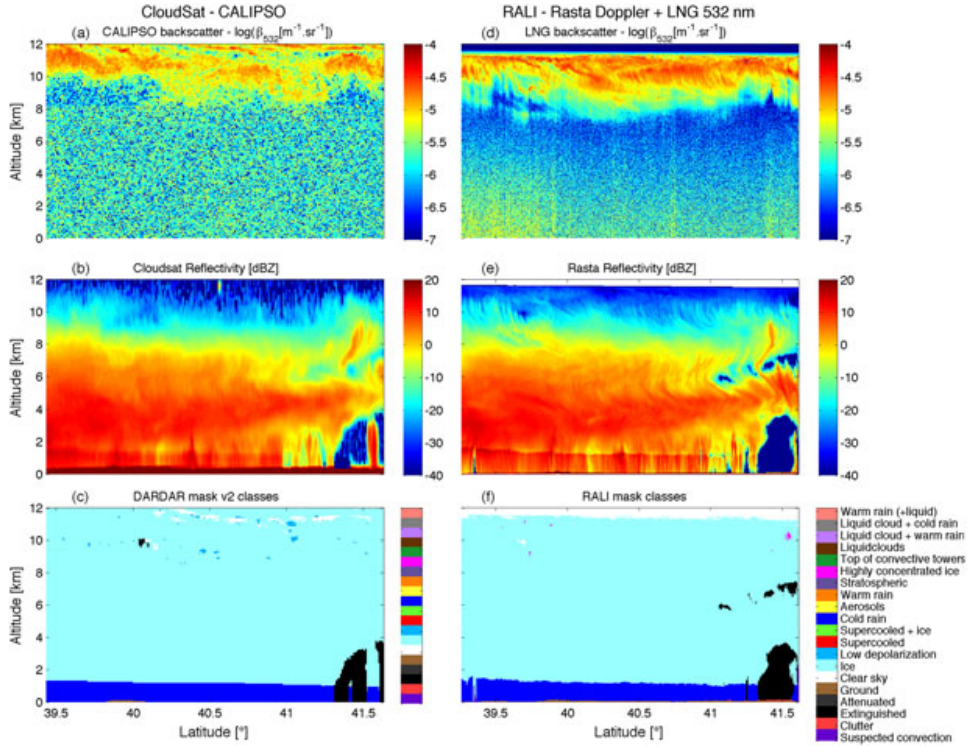


Figure 14. Comparison of DARDAR v2 and RALI classification during the LNG-CALIPSO campaign on 29 November 2010 (Flight 33). (a) CALIPSO backscatter $\beta_{532}[\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$, (b) CloudSat reflectivity Z_e [dBZ], (c) classification result from DARDAR v2 algorithm, (d) LNG backscatter $\beta_{532}[\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$, (e) RASTA reflectivity Z [dBZ], and (f) classification result from RALI algorithm.

Rain fraction in v2 reaches 100% below 1 km because, as detailed previously, it is the only hydrometeor which can be assigned so close to the surface in regions where it is more than 0°C . In v1, some of the clutter contaminated pixels were assigned as liquid clouds or ice, hence the lower fraction.

5. Adaptation of the DARDAR v2 Algorithm to Airborne RALI Data

5.1. RALI Missions and Data Sets

[53] RALI is an instrumentation project devoted to the characterization of microphysical, macrophysical, radiative, and dynamical properties of clouds, aerosols, and convection [Protat *et al.*, 2004]. It consists of an airborne platform (either a Falcon 20 or an ATR-42 aircraft) combining RASTA (Radar System Airborne), a 95 GHz Doppler cloud radar, and LNG (Leandre New Generation), a triple-wavelength (355 nm, 532 nm, and 1064 nm) dual-polarization lidar with HSR capabilities at 355 nm. The HSR gives the opportunity to separate molecular from particle return in the lidar signal and therefore to get a direct measurement of extinction [Bruneau and Pelon, 2003]. For more details about the RALI project, see Protat *et al.* [2004] and Delanoë *et al.* [2013].

[54] Since the launch of the A-Train satellites, several RALI campaigns were conducted ([http://rali.projet.latmos.](http://rali.projet.latmos.ipsl.fr)

[ipsl.fr](http://rali.projet.latmos.ipsl.fr)). The campaigns where both radar and lidar data were acquired are as follows:

[55] 1. CIRCLE II (Cirrus Cloud Experiment II) in May 2007 in France and Germany. The mission was designed for satellite validation and study of cirrus clouds properties.

[56] 2. EUCAARI (European integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions) in Spring 2007 in the Netherlands. The mission's scientific objectives were aerosol, cloud, climate, and air quality interaction studies.

[57] 3. POLARCAT (Polar Study using Aircraft, Remote Sensing, Surface Measurements, and Models of Climate, Chemistry, Aerosols, and Transport) [Stohl *et al.*, 2010] in Spring 2008 in northern Scandinavia dedicated to the investigation of arctic processes, including cloud processes [Delanoë *et al.*, 2013].

[58] 4. LNG-CALIPSO (Leandre New Generation-CALIPSO) in Autumn 2010 over the Atlantic for CALIPSO validation and LNG HSR tests.

[59] During the CIRCLE II, POLARCAT, and LNG-CALIPSO missions, several A-Train overpasses were carried out. As the RALI platform carries a 95 GHz radar and a 532 nm lidar, the data collected during these overpasses were very useful to check the performance of CloudSat and CALIPSO instruments as well as the new version of the DARDAR classification algorithm. Moreover, during the LNG-CALIPSO mission, HSR lidar data at 355 nm during

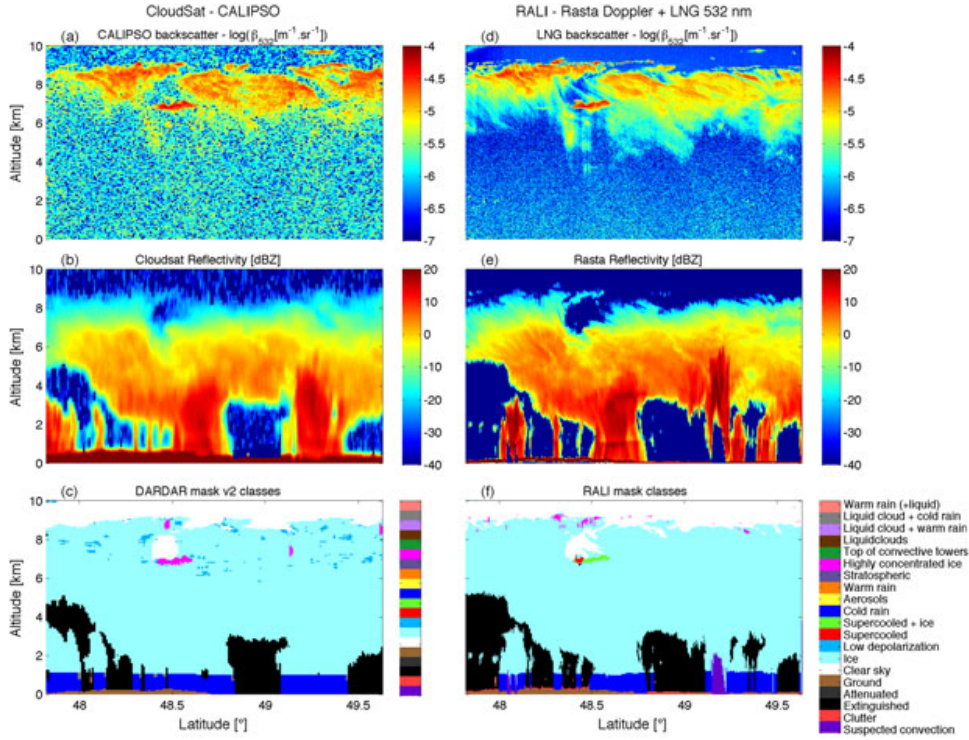


Figure 15. Comparison of DARDAR v2 and RALI classification during the LNG-CALIPSO campaign on 4 December 2010 (Flight 36). (a) CALIOP backscatter $\beta_{532}[\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$, (b) CloudSat reflectivity Z_e [dBZ], (c) classification result from DARDAR v2 algorithm, (d) LNG backscatter $\beta_{532}[\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$, (e) RASTA reflectivity Z [dBZ], and (f) classification result from RALI algorithm.

A-Train overpasses are available to evaluate the CALIPSO extinction retrieval algorithm, which will be the subject of future work.

5.2. A-Train/RALI Overpasses Case Study

[60] The comparison of airborne and spaceborne classifications allows for an investigation of errors due to the coarser resolution of the spaceborne measurements as compared to RALI. The original resolution of the RALI data are 15 m vertical and 30 to 100 m horizontal resolution for LNG and 60 m vertical resolution for RASTA with a sensitivity down to -37 dBZ. These data, interpolated on a 60 m vertical resolution and 3 s horizontal resolution grid, reveal more details of the cloud structures than satellite data. The LNG lidar data are far less noisy than those from CALIOP. This difference in noise is due to the smaller field of view of LNG which allows fewer solar photons to corrupt the signal. Therefore, for the lidar mask creation, LNG needs no different treatment whether it is day or night. Moreover, LNG is also less affected by multiple scattering than CALIOP.

[61] For the comparison of airborne and satellite classifications, we have adapted the DARDAR v2 algorithm to RALI data on A-Train overpasses. Results from DARDAR and RALI are then compared in order to identify the differences between the two classifications and understand their consequences in our ability to classify the different types of hydrometeors.

[62] Figure 14 presents satellite data with DARDAR v2 classification and airborne data with its corresponding

classification during the LNG-CALIPSO campaign on 29 November 2010 (Flight 33). This overpass gives a good example of melting layer detection. In RALI the melting layer is located with Doppler signal, whereas in DARDAR, ECMWF AUX data, whose original vertical resolution is 240 m, are used. Figures 14c and 14f show that melting layers from both satellite and airborne classifications are quite similar. Assuming that the melting layer obtained with Doppler measurements is accurate, we find a height root mean square error (RMSE) for the ECMWF 0°C isotherm of 57 m and a bias of 25 m.

[63] Figure 15 gives another example of A-Train overpass on 4 December 2010 (Flight 36). On this example, we have a RMSE of 116 m and a bias of -48 m, with the largest differences about ± 300 m.

[64] Comparing melting layers in DARDAR and RALI classifications gives an idea of how precisely DARDAR v2 locates the melting layer using ECMWF wet bulb temperature. These examples show that if the rain is stratiform, there is a very good correspondence (error smaller than a gate of 60 m), but when there is more convection the differences can reach 300 m, which is quite significant but still smaller than the native vertical resolution of CloudSat.

[65] *Mittermaier and Illingworth* [2002] ran the same kind of comparison but with a vertically pointing ground-based radar at 94 GHz in Chilbolton. The ECMWF wet bulb 0°C isotherm is compared to the observed bright band height which is defined as the height of the step increase in radar reflectivity. The authors found, with a much larger data set, a RMSE of 316 m and a bias of 58 m above the observed bright

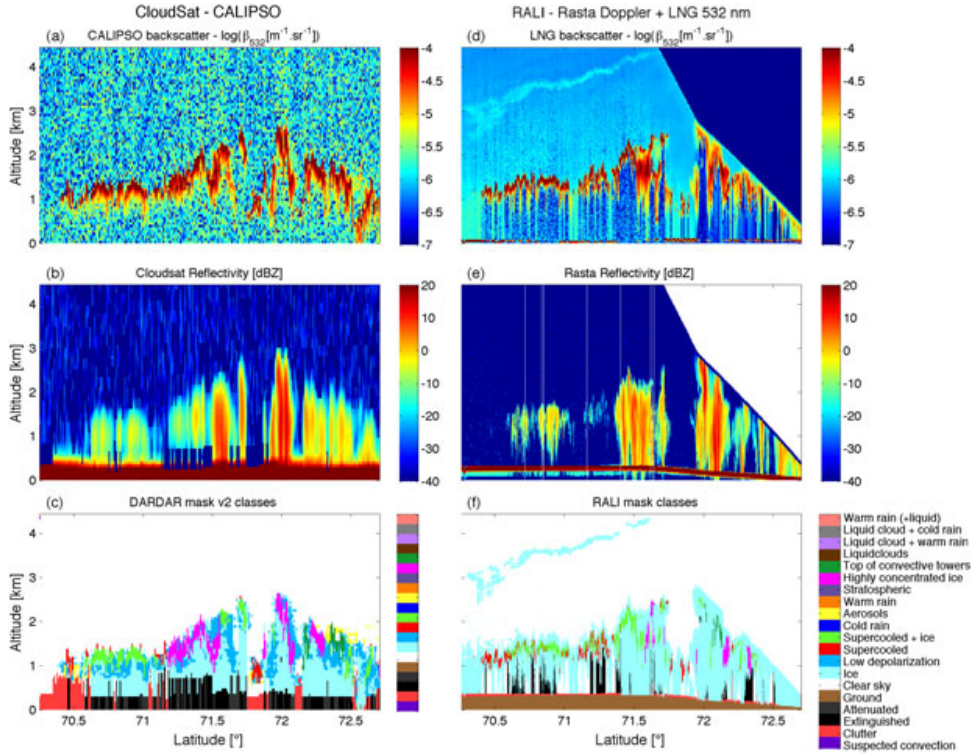


Figure 16. Comparison of DARDAR v2 and RALI classification during the POLARCAT campaign on 10 April 2008 (Flight 34). (a) CALIOP backscatter $\beta_{532}[\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$, (b) CloudSat reflectivity Z_e [dBZ], (c) classification result from DARDAR v2 algorithm, (d) LNG backscatter $\beta_{532}[\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}]$, (e) RASTA reflectivity Z [dBZ], and (f) classification result from RALI algorithm.

band. Our study gives slightly different results of RMSE but about the same order of magnitude; more RALI case studies would be useful to compare [Mittermaier and Illingworth, 2002] results with ours. We must also remember that the data used in Mittermaier and Illingworth [2002] are collected from the ground, while RALI data are obtained from an aircraft resulting in different viewing geometries. Furthermore, we use the Doppler signal to identify the melting layer, whereas Mittermaier and Illingworth [2002] used reflectivity measurements. The two approaches are slightly different since the Doppler signal indicates the altitude where the particles start to fall, whereas the step increase in radar reflectivity indicates the altitude where ice particles start to get coated in liquid water. Doppler signal is more adapted to melting layer detection, especially with a 95 GHz radar where the bright band can be barely noticeable. Note that the differences found can also be explained by ECMWF model improvements within the last decade.

[66] Moreover, areas of strong convection can be observed in RALI but unfortunately not in satellite data. In the RALI classification a class called “Suspected convection” is added. Indeed, it is a class derived from the lack of RASTA data. In these cases, RASTA is extinguished (even the ground is missing in the signal), and usually the Doppler signal indicates updraft and precipitation areas nearby each other. It is very difficult to create a convenient class since in convective clouds, different hydrometeors are mixed together. Updrafts drag liquid droplets above the 0°C isotherm, and, when they weaken, the droplets start to

precipitate again, hence the confused Doppler signal. This is clearly seen during the Flight 36 of the LNG-CALIPSO mission in Figure 15 at 49.2° and 48.1° . In Figure 15e, at 49.2° between 3 and 4 km, the RASTA signal is very strong but quickly attenuated, whereas the CloudSat reflectivity in Figure 15b still reaches 10 dBZ. In this region, the Doppler signal (not displayed here) shows a situation of both updraft and precipitation. Such phenomenon is described in Battaglia *et al.* [2007], where multiple scattering (MS) enhancement (difference between multiple- and single-scattering reflectivity) from CloudSat and airborne radar are compared. The authors show that the MS enhancement is lower than 3 dB in the airborne configuration, whereas it can reach very high values in the spaceborne configuration when passing through areas of strong content of hydrometeors. This can explain the differences observed in Figure 15, but we must also remember that CloudSat’s sensitivity does not drop much with range contrary to RASTA. Without Doppler we can only rely on ECMWF, which gives no information on updrafts. The use of Doppler therefore helps to locate the melting layer and also the convection areas.

[67] Comparing the classifications from airborne and space instruments is also interesting regarding the location and classification of strong backscatter layers. Figures 15 and 16 give examples of such layers. The algorithm stays the same for both the airborne or spaceborne lidar data since both lidars operate at the same wavelength, 532 nm, but ever so, the classification for these layers differs. For instance,

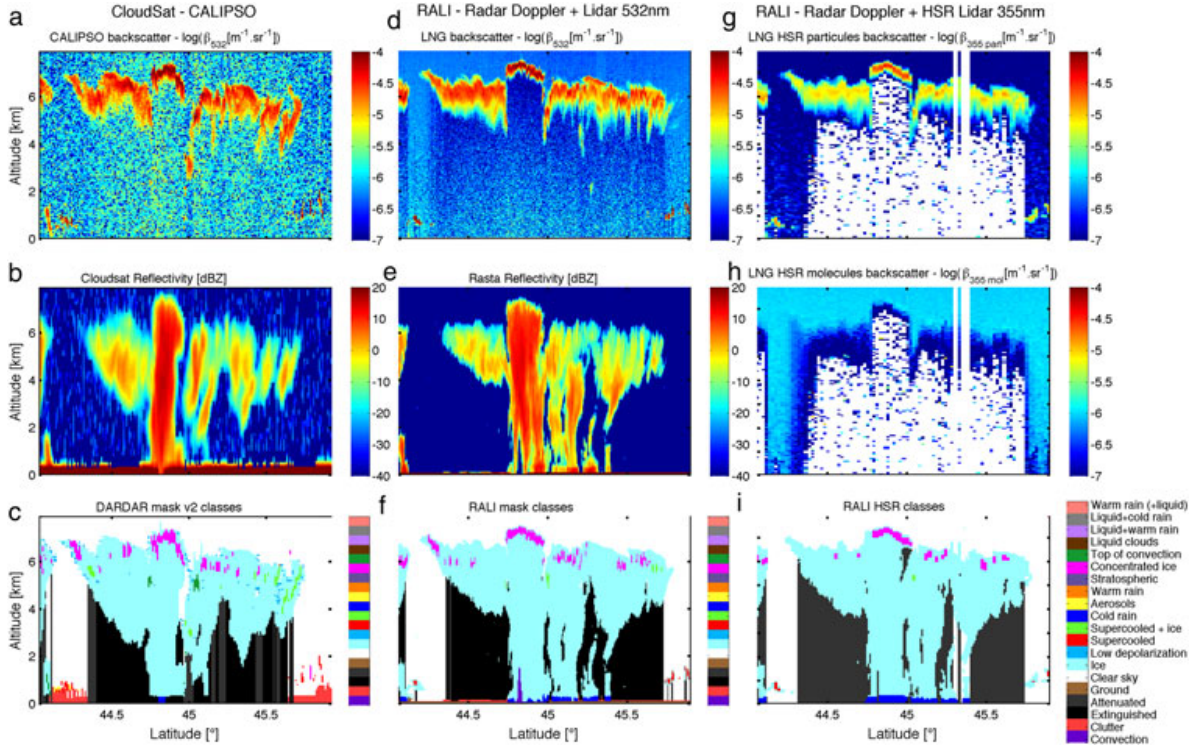


Figure 17. Results of the RALI mask and comparison with DARDAR masks. (a to c) Spaceborne data and DARDAR v2 classification. (d to f) RALI data with LNG 532 nm Doppler and resulting classification. (g to i) RALI data with HSR LNG 355 nm and resulting classification.

in Figure 15, the strong backscatter layer found at 7 km and 48.6° is classified as ice in high concentration in DARDAR and as a mix of supercooled water and ice in RALI. Similarly, Figure 16 shows an example of a layer classified as ice in high concentration in DARDAR and as a mix of supercooled water and ice in RALI. This difference is due to the thickness of the layer. The comparison between CALIOP and LNG data shows that the CALIOP layer looks much thicker than the LNG one, and this might be because of multiple scattering. Since the algorithm relies on a thickness threshold to separate ice and liquid, the results can be very sensitive to a small variation of layer thickness.

[68] CALIOP and LNG data in Figure 16 show that CALIOP data are quite noisy and do not reveal the cloud running from 3 km at 70.5° to 4.5 km at 71.5° . For the moment RALI classifies this as ice cloud but it could be aerosols. Similarly, the low level cloud located around 70.3° is probably aerosols, but because the RALI algorithm does not have a method to distinguish clouds from aerosols, we leave it as clouds for now. This tells us that RALI is able to detect clouds with signal down to $\beta_{532} = \exp(-5.9) \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ in a noise signal of $\beta_{532} = \exp(-6.2) \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, whereas in CALIOP the noise lies around $\beta_{532} = \exp(-5.7) \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ and therefore misses such optically thin clouds or aerosols layers.

[69] We have only been able to run this kind of comparison on the few RALI cases where A-Train overpasses were available. This study, therefore, does not constitute a proper validation of the DARDAR v2 algorithm, but it does help

to identify the classes where DARDAR classification should be taken with caution.

5.3. Adaptation of the Algorithm to RALI Data in Preparation for EarthCare

[70] RALI is the perfect instrument to prepare for the transition from CloudSat-CALIPSO products to EarthCare. Indeed, RALI carries the same active instruments as in each of the two spaceborne systems. RASTA is a Doppler 95 GHz radar equivalent to the 95 GHz Cloud Profiling Radar on CloudSat and the 95 GHz Doppler CPR on EarthCare. LNG is a three-wavelength lidar (355 nm with HSR, 532 nm, and 1064 nm) like CALIOP (532 nm and 1064 nm) and like EarthCare (355 nm with HSR).

[71] The first step in the creation of the EarthCARE classification is to adapt DARDAR v2 to airborne data (see previous section). The second step which we detail in this section is to adapt the airborne RALI algorithm to the HSR 355 nm lidar in order to have an algorithm almost ready to use when EarthCare data are available. The only modification that has to be done here lies in the lidar detection and thresholding at 355 nm. A comparison of β_{532} versus β_{355} from the LNG lidar (not shown here) shows that the corresponding threshold for the selection of strong backscatter layers at 532 nm $\beta_{532} > 2.10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ is $\beta_{355} > 1.10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$.

[72] Figure 17 presents the two steps of preparation for EarthCare for flight 35 on 2 December 2010. On the left column (Figures 17a, 17b, and 17c), we present CALIPSO and CloudSat profiles on the overpass and the resulting

DARDAR v2 classification. The middle column shows RALI data with LNG at 532 nm (Figure 17d), RASTA (Figure 17e), and the resulting RALI classification (Figure 17f). The right column shows RALI data with HSR capabilities at 355 nm with particle return (Figure 17g), molecular return (Figure 17h), and the resulting classification (Figure 17i). The horizontal resolution is lower when using HSR data because it requires temporal averaging, but the vertical resolution is still 60 m as for the spaceborne data. HSR capabilities are revealed useful to create the lidar mask directly from the particle returns. The resulting HSR RALI classification shown in Figure 17i shows good agreement with the RALI classification in Figure 17f. Nevertheless, more LNG HSR data would be needed to test the algorithm more thoroughly. HSR data could also be further investigated to develop a method to discriminate aerosols from clouds using the depolarization and the extinction-to-backscatter ratio.

6. Conclusion and Perspectives

[73] In this paper, we have detailed the method to create the new DARDAR classification version from CloudSat and CALIPSO profiles. It represents a step toward EarthCare as it does not rely on NASA official Level 2 products except to distinguish clouds from aerosols. Moreover, it is improved from the first DARDAR version in the sense that it is less affected by the lidar block effect and false detection of liquid clouds in the lower troposphere. It is believed that the amount of clouds reported in DARDAR v2 is closer to reality and hence better for evaluating GCMs.

[74] The DARDAR v2 algorithm also has the advantage that it can be easily transposed to either RALI data with lidar at 532 nm and Doppler radar or ground-based radar and lidar. The results from the comparison between DARDAR v2 and RALI classifications during overpasses on the POLARCAT and LNG-CALIPSO campaigns revealed that ice in high concentration is to be taken with caution and that future work should take into account the effects of multiple scattering. They also tell us that the melting layer is locally precise to ± 300 m, especially in the cases where convection lies in the rain structure, but globally the differences are expected to be around ± 100 m. In stratiform cases the ECMWF estimate is quite reliable. The Doppler data are very useful to validate and quantify the errors in the ECMWF 0°C isotherm and to locate strong convection areas. We have also seen that the DARDAR classification can miss some clouds (or aerosols) because of noise in the CALIOP data.

[75] Finally, we have shown that the RALI classification algorithm can be easily transposed to RALI data with HSRL at 355 nm. The results from the three classification algorithms tested on the overpass acquired during the Flight 35 of LNG-CALIPSO campaign on 2 December 2010 are quite similar. This is very encouraging and proves that it is sensible to use RALI data to prepare for the transition from CloudSat and CALIPSO to EarthCare.

[76] The use of HSR lidar observations also seems to be very promising, and future work regarding the DARDAR product will consist of using it to distinguish aerosols from cloud.

[77] **Acknowledgments.** Marie Ceccaldi's research is funded by CNES and ACRI-ST. Julien Delanoë's research is partly funded by CNES.

We thank the engineers and technicians who are continuously working on the LNG and RASTA projects at DT/INSU and LATMOS. Spaceborne data were provided by NASA/CNES, and we thank the ICARE Data and Services Center (<http://www.icare-lille1.fr>) for providing access to the data used in this study.

References

- Battaglia, A., M. O. Ajewole, and C. Simmer (2007), Evaluation of radar multiple scattering effects in CloudSat configuration, *Atmos. Chem. and Phys.*, **7**, 1719–1730, doi:10.5194/acp-7-1719-2007.
- Bruneau, D., and J. Pelon (2003), Simultaneous measurements of particle backscattering and extinction coefficients and wind velocity by lidar with a mach-zehnder interferometer: Principle of operation and performance assessment, *Appl. Optics*, **42**(6), 1101–1114.
- Delanoë, J., and R. J. Hogan (2008), A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar and infrared radiometer, *J. Geophys. Res.*, **113**, D07204, doi:10.1029/2007JD009000.
- Delanoë, J., and R. J. Hogan (2010), Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds, *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H29, doi:10.1029/2009JD012346.
- Delanoë, J., R. J. Hogan, G. van Zadelhoff, and H. Barker, (2010), *Radiative Transfer Modelling for Earth-CARE (RATEC)*, Technical Report, Univ. of Reading, Reading, U. K.
- Delanoë, J., R. J. Hogan, R. M. Forbes, A. Bodas-Salcedo, and T. H. M. Stein (2011), Evaluation of ice cloud representation in the ECMWF and UK Met Office models using CloudSat and CALIPSO data, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 2064–2078, doi:10.1002/qj.882.
- Delanoë, J., A. Protat, O. Jourdan, J. Pelon, M. Papazzoni, R. Dupuy, J. F. Gayet, and C. Jouan (2013), Comparison of airborne in-situ, airborne radar-lidar, and spaceborne radar-lidar retrievals of polar ice cloud properties sampled during the POLARCAT Campaign, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 57–73, doi:10.1175/JTECH-D-11-00200.1.
- Deng, M., G. Mace, Z. Wang, and H. Okamoto (2010), Tropical composition, cloud and climate coupling experiment validation for ice cloud profiling retrieval using CloudSat radar and CALIPSO lidar, *J. Geophys. Res.*, **115**, D00J15, doi:10.1029/2009JD013104.
- Hogan, R. J., P. N. Francis, H. Flentje, A. J. Illingworth, M. Quante, and J. Pelon (2003), Characteristics of mixed-phase clouds: Part I. Lidar, radar and aircraft observations from CLARE '98, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 2089–2116, doi:10.1256/rj.01.208.
- Hogan, R. J., M. D. Behera, E. J. O'Connor, and A. J. Illingworth (2004), Estimate of the global distribution of stratiform supercooled liquid water clouds using the lite lidar, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05106, doi:10.1029/2003GL018977.
- Huang, Y., S. T. Siems, M. J. Manton, A. Protat, and J. Delanoë (2012), A study on the low-altitude clouds over the Southern Ocean using the DARDAR-MASK, *J. Geophys. Res.*, **117**, D18204, doi:10.1029/2012JD017800.
- Jouan, C., E. Girard, J. Pelon, I. Gultepe, J. Delanoë, and J. P. Blanchet (2012), Characterization of arctic ice cloud properties observed during ISDAC, *J. Geophys. Res.*, **117**, D23207, doi:10.1029/2012JD017889.
- Leon, D. C., Z. Wang, and D. Liu (2008), Climatology of drizzle in marine boundary layer clouds based on 1 year of data from CloudSat and CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A14, doi:10.1029/2008JD009835.
- Liu, Y., B. Geerts, M. Miller, P. Daum, and R. McGraw (2008), Threshold radar reflectivity for drizzling clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **35**(L03807), doi:10.1029/2007GL031201.
- Marchand, R., G. G. Mace, T. Ackerman, and G. Stephens (2008), Hydrometeor detection using CloudSat—An Earth-orbiting 94 GHz cloud radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 519–533, doi:10.1175/2007JTECHA1006.1.
- Mittermaier, M. P., and A. J. Illingworth (2002), Comparison of model-derived and radar-observed freezing level heights: Implications for vertical reflectivity profile correction schemes, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**(587), 83–95, doi:10.1256/qj.02.19.
- Okamoto, H., K. Sato, and Y. Hagihira (2010), Global analysis of ice microphysics from CloudSat and CALIPSO: Incorporation of specular reflection in lidar signals, *J. Geophys. Res.*, **115**, D22209, doi:10.1029/2009JD013383.
- Protat, A., et al. (2004), Le projet rali: Etude des nuages faiblement précipitants par télédétection active, *Meteorologie*, **47**, 23–33.
- Protat, A., D. Bouniol, J. Delanoë, P. T. May, A. Plana-Fattori, A. Hasson, E. J. O'Connor, U. Gorsdorf, and A. J. Heymsfield (2009), Assessment of CloudSat reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1717–1741, doi:10.1175/2009JTECHA1246.1.
- Reehorst, A., D. Brinker, M. Politovich, D. Serke, C. Ryerson, A. Pazmany, and F. Solheim (2008), Progress towards the remote sensing of aircraft

- icing hazards, in *Remote Sensing Applications for Aviation Weather Hazard Detection and Decision Support*, *Proceedings of SPIE*, vol. 7088, edited by W. F. Feltz and J. J. Murray, SPIE, Bellingham, Wash.
- Stein, T. H. M., D. J. Parker, J. Delanoë, N. S. Dixon, R. J. Hogan, P. Knippertz, R. I. Maidment, and J. H. Marsham (2011a), The vertical cloud structure of the West African monsoon: A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, *116*, D22205, doi:10.1029/2011JD016029.
- Stein, T. M., J. Delanoë, and R. J. Hogan (2011b), A comparison among four different retrieval methods for ice-cloud properties using data from CloudSat, CALIPSO, and MODIS, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *50*, 1952–1969, doi:10.1175/2011JAMC2646.1.
- Stephens, G. L. (2005), Cloud feedbacks in the climate system: A critical review, *J. Clim.*, *18*, 237–273, doi:10.1175/JCLI-3243.1.
- Stephens, G. L., and J. M. Haynes (2007), Near global observations of the warm rain coalescence process, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L20805, doi:10.1029/2007GL030259.
- Stephens, G. L., et al. (2002), The CloudSat Mission and the A-Train, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*(12), 1771–1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Stohl, A., K. Law, J. W. Bottenheim, P. Monks, and P. Quinn (eds.) (2010), POLARCAT (Polar Study Using Aircraft, Remote Sensing, Surface Measurements and Models of Climate, Chemistry, Aerosols, and Transport), *ACP Special Issue*.
- Sun, Z., and K. P. Shine (1995), Parametrization of ice cloud radiative properties and its application to the potential climatic importance of mixed-phase clouds, *J. Clim.*, *8*, 1874–1888, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<1874:POICRP>2.0.CO;2.
- Tanelli, S., S. L. Durden, E. Im, K. S. Pak, D. G. Reinke, P. Partain, J. M. Haynes, and R. T. Marchand (2008), CloudSat’s cloud profiling radar after 2 years in orbit: Performance, external calibration, and processing, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *46*, 3560–3573, doi:10.1109/TGRS.2008.2002030.
- Winker, D., W. Hunt, and M. J. McGill (2007), Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Winker, D. M., J. Pelon, and M. P. McCormick (2003), The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, *4893*, 1–11, doi:10.1117/12.466539.
- Winker, D. M., et al. (2010), The CALIPSO mission: A global 3D view of aerosols and clouds, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *91*, 1211–1229, doi:10.1175/2010BAMS3009.1.
- Yoshida, R., H. Okamoto, Y. Hagihira, and H. Ishimoto (2010), Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from cloud-aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observation (CALIOP) data using attenuated backscattering and depolarization ratio, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H32, doi:10.1029/2009JD012334.
- Zhang, D., Z. Wang, and D. Liu (2010), A global view of midlevel liquid-layer topped stratiform cloud distribution and phase partition from CALIPSO and CloudSat measurements, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00H13, doi:10.1029/2009JD012143.
- Zhou, C., P. Yang, A. E. Dessler, Y. Hu, and B. A. Baum (2012), Study of horizontally oriented ice crystals with CALIPSO observations and comparison with Monte Carlo radiative transfer simulations, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, *51*, 1426–1439, doi:10.1175/JAMC-D-11-0265.1.

Références

- [Albrecht, 1989] Albrecht, B. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 15(4923) :1227–1230.
- [Allan, 2011] Allan, R. P. (2011). Combining satellite data and models to estimate cloud radiative effect at the surface and in the atmosphere. *Met. Apps*, 18 :324–333.
- [Austin et al., 2009] Austin, R. T., Heymsfield, A. J., and Stephens, G. L. (2009). Retrieval of ice cloud microphysical parameters using the CloudSat millimeter-wave radar and temperature. *J. Geo-phys. Res.*, 114(D00A23).
- [Baran, 2003] Baran, A. (2003). Simulation of infrared scattering from ice aggregates by use of a size-shape distribution of circular ice cylinders. *Applied Optics*, 42(15) :2811–2818.
- [Barker et al., 2011] Barker, H. W., Jerg, M. P., Wehr, T., Kato, S., Donovan, D. P., and Hogan, R. J. (2011). A 3D cloud-construction algorithm for the EarthCARE satellite mission. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137 :1042–1058.
- [Bony et al., 2005] Bony, S., Colman, R., Kattsov, V., Allan, R., Bretherton, C., Dufresne, J., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M., Ingram, W., Randall, D., Soden, B., Tselioudis, G., and Webb, M. (2005). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate*, 19 :3445–3482.
- [Bony et al., 2011] Bony, S., Webb, M. J., Bretherton, C. S., Klein, S. A., Siebesma, A. P., Tselioudis, G., and Zhang, M. (2011). CFMIP : Towards a better evaluation and understanding of clouds and cloud feedbacks in CMIP5 models. *Clivar Exchanges*, 16(56) :20–24.
- [Borbas and Ruston, 2010] Borbas, E. E. and Ruston, B. C. (2010). The RTTOV UW-remis IR land surface emissivity module. Technical report, NWP SAF report.
- [Brogniez et al., 2005] Brogniez, G., Legrand, M., Damiri, B., Behnert, I., and Buis, J.-P. (2005). Multi-channel ground based and airborne infrared radiometers. NEWRAD Proc. Ninth Int. Conf. On New Development And Applications In Optical Radiometry.
- [Brown and Francis, 1995] Brown, P. R. A. and Francis, P. N. (1995). Improved measurements of the ice water content in cirrus using a total-water probe. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 12 :410–414.
- [Bruneau and Pelon, 2003] Bruneau, D. and Pelon, J. (2003). Simultaneous measurements of particle backscattering and extinction coefficients and wind velocity by lidar with a Mach-Zehnder interferometer : principle of operation and performance assessment. *Applied Optics*, 42(6) :1101–1114.
- [Cesana and Chepfer, 2012] Cesana, G. and Chepfer, H. (2012). How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39(L20803).
- [Charlock and Ramanathan, 1985] Charlock, T. P. and Ramanathan, V. (1985). The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics. *J. Atmos. Sci.*, 42 :1408–1429.
- [Chen et al., 2002] Chen, W., Chiang, C., and Nee, J. (2002). Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds. *Applied Optics*, 41 :6470–6476.

-
- [Collis and Russel, 1976] Collis, R. and Russel, P. (1976). Lidar measurements of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption. *Laser Monitoring of the Atmosphere*, pages 71–151.
- [Cooper et al., 2006] Cooper, S. J., L’Ecuyer, T. S., and Gabriel, P. (2006). Objective assessment of the information content of visible and infrared radiance measurements for cloud microphysical property retrievals over the global ocean. part2 : Ice clouds. *J. Appl. Meteor.*, 45 :42–62.
- [Cooper et al., 2007] Cooper, S. J., L’Ecuyer, T. S., Gabriel, P., Baran, A. J., and Stephens, G. L. (2007). Performance assessment of a five-channel estimation-based ice cloud retrieval scheme for use over the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, 112(D04207).
- [Corlay et al., 2000] Corlay, G., Arnolfo, M.-C., Bret-Dibat, T., Lifferman, A., and Pelon, J. (2000). The Infrared Imaging Radiometer for Picasso-Cena. Technical report, Tech. Rep. CNES.
- [Crocker and Mittermaier, 2013] Crocker, R. and Mittermaier, M. P. (2013). Exploratory use of a satellite cloud mask to verify NWP models. *Meteorological Applications*, 20(2) :197–205.
- [Del Genio, 2012] Del Genio, A. D. (2012). Representing the sensitivity of convective cloud systems to tropospheric humidity in general circulation models. *Surv Geophys*, 33 :637–656.
- [Delanoë and Hogan, 2008] Delanoë, J. and Hogan, R. J. (2008). A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar and infrared radiometer. *J. Geophys. Res.*, 113 :1682–1698.
- [Delanoë and Hogan, 2010] Delanoë, J. and Hogan, R. J. (2010). Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *J. Geophys. Res.*, 115.
- [Delanoë et al., 2013] Delanoë, J., Protat, A., Jourdan, O., Pelon, J., Papazzoni, M., Dupuy, R., Gayet, J. F., and Jouan, C. (2013). Comparison of airborne in-situ, airborne radar-lidar, and spaceborne radar-lidar retrievals of polar ice cloud properties sampled during the POLARCAT campaign. *JTECH*, 30(1) :57–73.
- [Delanoë et al., 2005] Delanoë, J., Protat, A., Testud, J., Bouniol, D., Heymsfield, A. J., Bansemer, A., Brown, P. R. A., and Forbes, R. M. (2005). Statistical properties of the normalized ice particle size distribution. *J. Geophys. Res.*, 110.
- [Delanoë et al., 2014] Delanoë, J. M. E., Heymsfield, A. J., Protat, A., Bansemer, A., and Hogan, R. J. (2014). Normalised particle size distribution for remote sensing application. *Journal of Geophysical Research*.
- [Dirmeyer et al., 2012] Dirmeyer, P., Cash, B. A., III, J. L. K., Jung, T., Marx, L., Satoh, M., Stan, C., Tomita, H., Towers, P., Wedi, N., Achuthavarier, D., Adams, J. M., Altshuler, E. L., Huang, B., Jin, E. K., and Manganello, J. (2012). Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models : resolution versus parameterization. *Climate Dynamics*, 39 :399–418.
- [Domenech et al., 2011] Domenech, C., Lopez-Baeza, E., Donovan, D. P., and Wehr, T. (2011). Radiative flux estimation from a Broadband Radiometer using synthetic angular models in the EarthCARE mission framework. Part I : Methodology. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50 :974–993.

- [Dong and Mace, 2003] Dong, X. and Mace, G. G. (2003). Arctic stratus cloud properties and radiative forcing derived from ground-based data collected at Barrow, Alaska. *J. Climate*, 16 :445–461.
- [Donovan et al., 2013] Donovan, D. P., Barker, H. W., Hogan, R. J., Wehr, T., Eisinger, M., Lajas, D., and Lefebvre, A. (2013). Scientific aspects of the Earth clouds, Aerosols, and Radiation Explorer (EarthCARE) mission. In *AIP Conference Proceedings 1531*, 444. AIP Publishing.
- [Eloranta, 2005] Eloranta, E. (2005). *High Spectral Resolution Lidar*, pages 143–163. Dr. Claus Weitkamp.
- [ESA-SP-1279(1), 2004] ESA-SP-1279(1) (2004). ESA : EarthCARE - Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer Mission Report.
- [Evans et al., 2005] Evans, K. F., Wang, J. R., Racette, P. E., Heymsfield, G., and Li, L. (2005). Ice cloud retrievals and analysis with the compact scanning submillimeter imaging radiometer and the cloud radar system during CRYSTAL FACE. *J. Appl. Meteor.*, 44 :839–859.
- [Eyre, 1989] Eyre, J. R. (1989). Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation. I : Theory and simulation for TOVS. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(489) :1001–1026.
- [Eyre, 1991] Eyre, J. R. (1991). A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. Technical Report 176, ECMWF Research Dept. Tech. Memo.
- [Faijan et al., 2012] Faijan, F., Lavanant, L., and F., R. (2012). Towards the use of cloud microphysical properties to simulate IASI spectra in an operational context. *J. Geophys. Res.*, 117(D22205).
- [Ferek et al., 1998] Ferek, R. J., Hegg, D. A., Hobbs, P. V., Durkee, P., and Nielsen, K. (1998). Measurements of ship-induced tracks in clouds off the Washington coast. *J. Geophys. Res.*, 103 :23199–23206.
- [Fletcher, 1971] Fletcher, R. (1971). A modified Marquardt subroutine for non linear least squares. Technical Report R6799, Atomic Energy Research Establishment.
- [Fontaine et al., 2014] Fontaine, E., Schwarzenboeck, A., Delanoë, J., Wobrock, W., Leroy, D., Dupuy, R., and Protat, A. (2014). Constraining mass-diameter relations from hydrometeor images and cloud radar reflectivities in tropical continental and oceanic convective anvils. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 14 :2983–3041.
- [Fowler et al., 1996] Fowler, L. D., Randall, D. A., and Rutledge, S. A. (1996). Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model. Part 1 : Model description and simulated microphysical processes. *Journal of climate*, 9 :489–529.
- [Francis et al., 1994] Francis, P. N., Jones, A., Saunders, R. W., Shine, K. P., Slingo, A., and Sun, Z. (1994). An observational and theoretical study of the radiative properties of cirrus : Some results from ICE’89. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120 :809–848.
- [Fu et al., 1997] Fu, Q., Liou, K., Cribb, M., Charlock, T. P., and Grossman, A. (1997). Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 50 :2008–2025.
- [Garnier et al., 2012] Garnier, A., Pelon, J., Dubuisson, P., Faivre, M., Chomette, O., Pascal, N., and P., K. D. (2012). Retrieval of cloud properties using CALIPSO Imaging Infrared Radiometer. Part I : effective emissivity and optical depth. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(7) :1407–1425.

-
- [Garnier et al., 2013] Garnier, A., Pelon, J., Dubuisson, P., Yang, P., Faivre, M., Chomette, O., Pascal, N., Lucker, P., and Murray, T. (2013). Retrieval of cloud properties using CALIPSO Imaging Infrared Radiometer. Part II : effective diameter and ice water path. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- [Gerard et al., 2009] Gerard, L., Piriou, J.-M., Brožková, R., Geleyn, J.-F., and Banciu, D. (2009). Cloud and precipitation parameterization in a meso-gamma-scale operational weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, 137 :3960–3977.
- [Grabowski and Smolarkiewicz, 1999] Grabowski, W. W. and Smolarkiewicz, P. K. (1999). CRCP : a Cloud Resolving Convection Parameterization for modeling the tropical convecting atmosphere. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, 133 :171–178.
- [Guignard et al., 2012] Guignard, A., Stubenrauch, C., Baran, A., and Armante, R. (2012). Bulk microphysical properties of semi-transparent cirrus from AIRS : a six year global climatology and statistical analysis in synergy with geometrical profiling data from CloudSat-CALIPSO. *Atmos. Chem. Phys.*, 12 :503–525.
- [Hansen et al., 1983] Hansen, J., Russell, G., Rind, D., Stone, P., Lacis, A., Lebedeff, S., Ruedy, R., and Travis, L. (1983). Efficient Three-Dimensional Global Models for Climate Studies : Models I and II. *Mon. Wea. Rev.*, 111 :609–662.
- [Harrison and Minnis, 1990] Harrison, E. F. and Minnis, P. (1990). Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 95.
- [Heymsfield and Platt., 1984] Heymsfield, A. J. and Platt., C. M. R. (1984). A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content. *J. Atmos. Sci.*, 41 :846–855.
- [Heymsfield et al., 2010] Heymsfield, A. J., Schmitt, C., Bansemer, A., and Twohy, C. H. (2010). Improved representation of ice particle masses based on observations in natural clouds. *J. Atmos. Sci.*, 67(doi : 10.1175/2010JAS3507.1) :3303–3318.
- [Heymsfield et al., 2014] Heymsfield, A. J., Winker, D., Avery, M., Vaughan, M., Diskin, G., Deng, M., Mitev, V., and Matthey, R. (2014). Relationships between ice water content and volume extinction coefficient from in situ observations for temperatures from 0 °C to -86 °C : Implications for spaceborne lidar retrievals. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53 :479–505.
- [Hocking et al., 2011] Hocking, J., Rayer, P., Saunder, Matricardi, M., Geer, A., and Brunel, P. (2011). RTTOV v10 Users Guide. Technical report, NWP SAF report.
- [Hogan, 2006] Hogan, R. J. (2006). Fast approximate calculation of multiply scattered lidar returns. *Appl. Optics*, 45 :5984–5992.
- [Hogan et al., 2004] Hogan, R. J., Behera, M. D., O'Connor, E. J., and Illingworth, A. J. (2004). Estimate of the global distribution of stratiform supercooled liquid water clouds using the LITE lidar. *Geophys. Res. Lett.*, 31(L05106).
- [Hogan et al., 2003] Hogan, R. J., Illingworth, A. J., O'Connor, E. J., and Poiares Baptista, J. P. V. (2003). Characteristics of mixed-phase clouds. II : A climatology from ground-based lidar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129 :2117–2134.
- [Hogan et al., 2006] Hogan, R. J., Mittermaier, M. P., and Illingworth, A. J. (2006). The retrieval of ice water content from radar reflectivity factor and temperature and its use in evaluating a mesoscale model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45 :301–317.

- [Hong et al., 2012] Hong, G., Minnis, P., Doelling, D., Ayers, J. K., and Sun-Mack, S. (2012). Estimating effective particle size of tropical deep convective clouds with a look-up table method using satellite measurements of brightness temperature differences. *Journal of Geophysical Research*, 117(D06207).
- [Hostetler et al., 2005] Hostetler, C., Hair, J., Ferrare, R., and Müller, D. (2005). Spaceborne multiwavelength HSRL Aerosol Lidar. In *CERES Science Team Meeting*.
- [Hourdin et al., 2013] Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Bony, S., Jam, A., Cheruy, F., Rochetin, N., Fairhead, L., Idelkadi, A., Musat, I., Dufresne, J.-L., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., and Roehrig, R. (2013). LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2193–2222.
- [Huang et al., 2012] Huang, Y., Siems, S. T., Manton, M. J., Protat, A., and Delanoë, J. (2012). A study on the low-altitude clouds over the Southern Ocean using the DARDAR-MASK. *J. Geophys. Res.*, 117(D18204).
- [Illingworth et al., 2007] Illingworth, A. J., Hogan, R. J., O'Connor, E. J., Bouniol, D., Brooks, M. E., Delanoë, J., Donovan, D. P., Eastment, J. D., Gaussiat, N., Goddard, J. W. F., Haeffelin, M., Klein Baltink, H., Krasnov, O. A., Pelon, J., Piriou, J.-M., Protat, A., Russchenberg, H. W. J., Seifert, A., Tompkins, A. M., van Zadelhoff, G.-J., Vinit, F., Willén, U., Wilson, D. R., and Wrench, C. L. (2007). Cloudnet – Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88 :883–898.
- [Inoue, 1985] Inoue, T. (1985). On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10 μ m window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63 :88–99.
- [Jakob, 2004] Jakob, C. (2004). Cloud parametrization-A historical review with a view to the future. In Hollis, A., editor, *The past present and future of numerical modelling*. BMRC Modelling workshop.
- [Jiang et al., 2012] Jiang, J. H., Su, H., Zhai, C., Perun, V. S., Genio, A. D., Nazarenko, L. S., Donner, L. J., Horowitz, L., Seman, C., Cole, J., Gettelman, A., Ringer, M. A., Rotstain, L., Jeffrey, S., Wu, T., Briant, F., Dufresne, J.-L., Kawai, H., Koshiro, T., Watanabe, M., LÉcuyer, T. S., Volodin, E. M., Iversen, T., Drange, H., Mesquita, M. D. S., Read, W. G., Waters, J. W., Tian, B., Teixeira, J., and Stephens, G. L. (2012). Evaluation of cloud and water vapor simulations in CMIP5 climate models using NASA “A-Train” satellite observations. *J. Geophys. Res.*, 117(D14105).
- [Jouan et al., 2012] Jouan, C., Girard, E., Pelon, J., Gultepe, I., Delanoë, J., and Blanchet, J. P. (2012). Characterization of Arctic ice cloud properties observed during ISDAC. *J. Geophys. Res.*, 117(D23207).
- [Kato and Loeb, 2005] Kato, S. and Loeb, N. (2005). Top-of-atmosphere shortwave broadband observed radiance and estimated irradiance over polar regions from Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) instruments on Terra. *J. Geophys. Res.*, 110(D07202).
- [Kay et al., 2012] Kay, J., Hillman, B. R., Klein, S. A., Zhang, Y., Medeiros, B., Pincus, R., Gettelman, A., Eaton, B., Boyle, J., Marchand, R., and Ackerman, T. P. (2012). Exposing Global Cloud Biases in the Community Atmosphere Model (CAM) Using Satellite Observations and Their Corresponding Instrument Simulators. *J. Climate*, 25 :5190–5207.

-
- [Khairoutdinov and Randall, 2012] Khairoutdinov, M. F. and Randall, D. A. (2012). A cloud resolving model as a cloud parameterization in the NCAR Community Climate System Model : Preliminary results. *Geophysical Research Letters*, 28(18) :3617–3620.
- [Lau et al., 2005] Lau, K., Wu, H. T., Sud, Y. C., and Walker, G. K. (2005). Effects of cloud microphysics on tropical atmospheric hydrologic processes and intraseasonal variability. *J. Climate*, 18 :4731–4751.
- [Lawson et al., 2010] Lawson, R. P., Jensen, E. J., Mitchell, D. L., Baker, B. A., Mo, Q., and Pilon, B. (2010). Microphysical and radiative properties of tropical clouds investigated in TC4 and NAMMA. *J. Geophys. Res.*, 115(10.1029/2009JD013017).
- [Lawson et al., 1998] Lawson, R. P., Korolev, A., Cober, S., Huang, T., Strapp, J., and Isaac, G. (1998). Improved measurements of the drop size distribution of a freezing drizzle event. *Atmos. Res.*, pages 181–191.
- [Le Hors et al., 2004] Le Hors, L., Wührer, C., and Hélière, A. (2004). Concept and design of the backscatter lidar for EarthCARE. In Warmbeinn, B., editor, *Proceedings of the 5th International Conference on Space Optics (ICSO 2004)*, 30 March - 2 April 2004, Toulouse, France, ISBN 92-9092-865-4, pages p. 33 – 39. ESA SP-554, Noordwijk, Netherlands : ESA Publications Division.
- [Le Treut et al., 2007] Le Treut, H., Somerville, R., Cubasch, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., T., P., and Prather, M. (2007). Historical Overview of Climate Change. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, Cambridge University Press.
- [Lee et al., 2009] Lee, J., Yang, P., Dessler, A. E., Gao, B.-C., and Platnick, S. (2009). Distribution and radiative forcing of tropical thin cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 66 :3721–3731.
- [Li et al., 2012] Li, F., D.Rosa, D.Collins, W., and F.Weohner, M. (2012). “Super-parameterization” : A better way to simulate regional extreme precipitation ? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4.
- [Libbrecht, 2005] Libbrecht, K. (2005). The physics of snow crystals. *Reports on progress in physics*, 68.
- [Liu and Illingworth, 2000] Liu, C. L. and Illingworth, A. (2000). Toward more accurate retrievals of ice water content from radar measurements of clouds. *Journal Of Applied Meteorology*, 39 :1130– 1146.
- [Loeb et al., 2005] Loeb, N., Kato, S., Loukachine, K., and Manalo-Smith, N. (2005). Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth’s Radiant Energy System instrument on the Terra Satellite. Part I : Methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22 :338–351.
- [Lynch, 2007] Lynch, P. (2007). The origins of computer weather prediction and climate modeling. *Journal of Computational Physics*, 227(7) :3431–3444.
- [Mace, 2011] Mace, G. (2011). Level 2 CloudSat-CALIPSO combined ice cloud property retrieval product process description document. Technical report, CloudSat Project.
- [Matricardi, 2005] Matricardi, M. (2005). The inclusion of aerosols and clouds in RTIASI, the ECMWF fast radiative transfer model for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer. Technical Report 474, ECMWF Technical Memorandum.

- [Matrosov et al., 1992] Matrosov, S., Uttal, T., Snider, J., and Kropfli, R. (1992). Estimation of ice clouds parameters from ground-based infrared radiometer and radar measurements. *J. Geophys. Res.*, 97 :11567–11574.
- [McFarquhar et al., 2003] McFarquhar, G., Iacobellis, S., and Somerville, R. (2003). SCM simulations of tropical ice clouds using observationally based parameterizations of microphysics. *J. Clim.*, 16 :1643–1664.
- [Meehl et al., 2005] Meehl, G. A., Arblaster, J. M., and Tebaldi, C. (2005). Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophysical Research Letters*, 32(18).
- [Mioche et al., 2014] Mioche, G., Jourdan, O., Ceccaldi, M., and Delanoë, J. (2014). Variability of the mixed phase in the arctic with focus on the svalbard region : a study based on spaceborne active remote sensing. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*
- [Mitchell, 1996] Mitchell, D. (1996). Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitation particle terminal velocity. *J. Atmos. Sci.*, 53 :1710–1723.
- [Nakajima and King, 1990] Nakajima, T. and King, M. D. (1990). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part I : Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47 :1878–1893.
- [Nakatsuka et al., 2012] Nakatsuka, H., Kimura, T., Seki, Y., Kadosaki, G., Iide, Y., Okada, K., Yamaguchi, J., Takahashi, N., Ohno, Y., Horie, H., and Sato, K. (2012). Design and development status of the EarthCARE cloud profiling radar. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*.
- [Okamoto et al., 2003] Okamoto, H., Iwasaki, S., Yasui, M., Horie, H., Kuroiwa, H., and Kumagai, H. (2003). An algorithm for retrieval of cloud microphysics using 95-GHz cloud radar and lidar. *J. Geophys. Res.*, 108 :4226–4247.
- [Okamoto et al., 2010] Okamoto, H., Sato, K., and Hagiwara, Y. (2010). Global analysis of ice microphysics from CloudSat and CALIPSO : Incorporation of specular reflection in lidar signals. *J. Geophys. Res.*, 115(D22209).
- [Pappazzoni, 2010] Pappazzoni, M. (2010). *Caractérisation des propriétés microphysiques et radiatives des nuages de glaces dans la Mousson d’Afrique de l’Ouest à partir de données aéroportées et satellite (AMMA)*. PhD thesis, UVSQ.
- [Platt, 1979] Platt, C. M. R. (1979). Remote sounding of high clouds : I. Calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, 18 :1130–1143.
- [Platt et al., 1987] Platt, C. M. R., Scott, C., and A.C, D. (1987). Remote sounding of high clouds : IV. Optical properties of midlatitude and tropical cirrus. *J. Atmos. Sci.*, 44 :729–747.
- [Platt et al., 2002] Platt, C. M. R., Young, S. A., Austin, R. T., Patterson, G., Mitchell, D., and S.D., M. (2002). LIRAD observations of tropical cirrus clouds in MCTEX : Part I. Optical properties and detection of small particles in cold cirrus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(22) :3145.
- [Protat et al., 2006] Protat, A., Delanoë, J., Bouniol, D., Hemsfield, A., Bansemer, A., and Brown, P. (2006). Evaluation of ice water content retrievals from cloud radar reflectivity and temperature using a large airborne in situ microphysical database. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46 :557–572.

-
- [Protat et al., 2004] Protat, A., Pelon, J., Testud, J., Grand, N., Delville, P., Laborie, P., Vinson, J.-P., Bouniol, D., Bruneau, D., Chepfer, H., Delanoë, J., Haeffelin, M., Noël, V., and Tinel, C. (2004). Le projet RALI : Etude des nuages faiblement précipitants par télédétection active. *La Météorologie*, 47 :23–33.
- [Proulx et al., 2009] Proulx, C., Williamson, F., Allard, M., Baldenberger, G., Gay, D., Garcia-Blanco, S., Côté, P., Martin, L., Larouche, C., Ilias, S., Pope, T., Caldwell, M., Ward, K., and Delderfield, J. (2009). The EarthCARE broadband radiometer detectors. In 7453, P. S., editor, *Infrared Spaceborne Remote Sensing and Instrumentation XVII*.
- [Pruppacher and Klett, 2010] Pruppacher, H. R. and Klett, J. D. (2010). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Springer.
- [Randall et al., 2003] Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A., and Grabowski, W. (2003). Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 :1547–1564.
- [Rayleigh, 1871] Rayleigh, L. (1871). On the light from the sky, its polarization and colour. *Philosophical Magazine*, pages 107–120.
- [Rind and Rossow, 1984] Rind, D. and Rossow, W. B. (1984). The effects of physical processes on the Hadley circulation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41(4) :479–507.
- [Rodgers, 2000] Rodgers, C. D. (2000). *Inverse methods for atmospheric sounding : Theory and practice*. World Scientific.
- [Rossow and Schiffer, 1999] Rossow, W. and Schiffer, R. (1999). Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc. Meteor. Soc.*, 80 :2261–2287.
- [Rossow and Zhang, 2010] Rossow, W. and Zhang, Y.-C. (2010). Evaluation of a statistical model of cloud vertical structure using combined CloudSat and CALIPSO cloud layer profiles. *J. Climate*, 23 :6641–6653.
- [Sassen, 1987] Sassen, K. (1987). Ice cloud content from radar reflectivity. *Journal of Applied Meteorology*, 26(8) :1050–1053.
- [Saunders et al., 2010] Saunders, R. W., Matricardi, M., Geer, A., Rayer, P., Embury, O., and Merchant, C. (2010). RTTOV-9 Science and Validation Report. Technical report, NWP SAF.
- [Schmitt and Mattioli, 2013] Schmitt, M. and Mattioli, J. (2013). *Morphologie mathématique*. Presses des Mines.
- [Shannon, 1949] Shannon, E. (1949). *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press.
- [Soden et al., 2004] Soden, B. J., Broccoli, A. J., and Hemler, R. S. (2004). On the use of cloud forcing to estimate cloud feedback. *J. Climate*, 17 :3661–3665.
- [Sourdeval, 2012] Sourdeval, O. (2012). *Étude des propriétés optiques et radiatives des nuages de type cirrus déduites de la synergie des mesures de rayonnement passif et actif : application dans le contexte de l’A-Train et des futures missions spatiales*. PhD thesis, Université Lille1 - Sciences et Technologies.
- [Stein et al., 2011a] Stein, T. H. M., Parker, D. J., Delanoë, J., Dixon, N. S., Hogan, R. J., Knippertz, P., Maidment, R. I., and Marsham, J. H. (2011a). The vertical cloud structure of the West African monsoon : A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO. *J. Geophys. Res.*, 116(D22205).

- [Stein et al., 2011b] Stein, T. M., Delanoë, J., and Hogan, R. J. (2011b). A comparison among four different retrieval methods for ice-cloud properties using data from CloudSat, CALIPSO, and MODIS. *J. Appl. Meteorol. Climatology*, 50 :1952–1969.
- [Stephens, 2005] Stephens, G. L. (2005). Cloud feedbacks in the climate system : A critical review. *J. Clim*, 18(2) :237–273.
- [Stephens et al., 2002] Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, A. J., O’Connor, E. J., Rossow, W. B., Durden, S. L., Miller, S. D., Austin, R. T., Benedetti, A., Mitrescu, C., and the CloudSat Science Team (2002). The Cloudsat Mission and the A-Train. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83(12) :1771–1790.
- [Stocker et al., 2013] Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. (2013). Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, IPCC.
- [Stohl et al., 2010] Stohl, A., Law, K., Bottenheim, J. W., Monks, P., and Quinn, P. (2010). POLARCAT (Polar Study using Aircraft, Remote Sensing, Surface Measurements and Models, of Climate, Chemistry, Aerosols, and Transport). *ACP - Special Issue*.
- [Stubenrauch et al., 1999] Stubenrauch, C., Holz, R., Chédin, A., Mitchell, D., and Baran, A. (1999). Retrieval of cirrus ice crystal sizes from 8.3 and 11.1 μ m emissivities determined by the improved initialization inversion of tiros-n operational vertical sounder retrieval of cirrus ice crystal sizes from 8.3 and 11.1 μ m, emissivities determined by the improved initialization inversion of tiros-n operational vertical sounder observations. *J. Geophys. Res.*, 104 :793–808.
- [Stubenrauch et al., 2013] Stubenrauch, C., Rossow, W., Kinne, S., Ackerman, T. P., Cesana, G., Chepfer, H., Di Girolamo, L., Getzewich, B., Guignard, A., Heidinger, A., Maddux, B., Menzel, Minnis, P., Pearl, C., Platnick, S., Poulsen, C., Riedi, J., Sun-Mack, S., Walther, A., Winker, D., Zeng, S., and Zhao, G. (2013). Assessment of global cloud datasets from satellites : Project and database initiated by the GEWEX radiation panel. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 94 :1031–1049.
- [Sun-Mack et al., 2007] Sun-Mack, S., Minnis, P., Chen, Y., Gibson, S., Yi, Y., Trepte, Q., Wielicki, B., Kato, S., Winker, D., Stephens, G., and Partain, P. (2007). Integrated cloud-aerosol-radiation product using CERES, MODIS, CALIPSO, and CloudSat data. *Proc. SPIE*, 6745.
- [Tanelli et al., 2008] Tanelli, S., Durden, S. L., Im, E., Pak, K. S., Reinke, D. G., Partain, P., Haynes, J. M., and Marchand, R. T. (2008). CloudSat’s Cloud Profiling Radar after 2 years in orbit : Performance, external calibration, and processing. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 46(11) :3560–3573.
- [Testud et al., 2001] Testud, J., Oury, S., Black, R. A., Amayec, P., and Dou, X. K. (2001). The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra : a tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor*, 40 :1118–1140.
- [Toon et al., 1989] Toon, O. B., McKay, C. P., Ackerman, T. P., and Santhanam, K. (1989). Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. *J. Geophys. Res.*, 94(D13) :16287–16301.

-
- [Turner and Eloranta, 2008] Turner, D. D. and Eloranta, E. W. (2008). Validating mixed-phase cloud optical depth retrieved from infrared observations with high spectral resolution lidar. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 5(2) :285–288.
- [Twohy et al., 1997] Twohy, C., Schanot, A., and Cooper, W. (1997). Measurement of condensed water content in liquid and ice clouds using an airborne counterflow virtual impactor. *Atmos. Oceanic Technol.*, 14 :197–202.
- [Twomey, 1977] Twomey, S. (1977). The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34 :1149–1152.
- [Van Zadelhoff et al., 2011] Van Zadelhoff, G., Donovan, D. P., and Lajas, D. (2011). Overview of the EarthCARE simulator and its applications. In *American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract A43F-01*.
- [Vaughan et al., 2004] Vaughan, M., Young, S., Winker, D., Powell, K., Omar, A., Liu, Z., Hu, Y., and Hostetler, C. (2004). Fully automated analysis of space-based lidar data : an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products. *Proc. SPIE*, 5575 :16–30.
- [Watts et al., 2011] Watts, P., Bennartz, R., and Fell, F. (2011). Retrieval of two-layers cloud properties from multispectral observations using optimal estimation. *Journal of Geophysical Research*, 116(D16203).
- [Wehr et al., 2007] Wehr, T., Ingmann, P., Lajas, D., and Heliere, A. (2007). Earth-CARE towards a quantification of Cloud-Aerosol-Radiation interactions. In *Third Symposium on LIDAR Atmospheric Applications*.
- [Winker et al., 2006] Winker, D. M., Hostetler, C. A., Vaughan, M. A., and Omar, A. H. (2006). Caliop algorithm theoretical basis document Part 1 : CALIOP instrument, and algorithms overview. Technical report, NASA Langley Research Center.
- [Winker et al., 2003] Winker, D. M., Pelon, J., and McCormick, M. P. (2003). The CALIPSO mission : Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. *Proc. SPIE*, 4893, Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III(1).
- [Winker et al., 2009] Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A. (2009). Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26 :2310–2323.
- [Yang et al., 2010] Yang, Q., Fu, Q., and Hu, Y. (2010). Radiative impacts of clouds in the tropical tropopause layer. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- [Young, 1995] Young, S. (1995). Lidar analysis of lidar backscatter profiles in optically thin clouds. *Applied Optics*, 34 :7019–7031.
- [Young and Vaughan, 2009] Young, S. A. and Vaughan, M. A. (2009). The retrieval of profiles of particulate extinction from cloud aerosol lidar infrared pathfinder satellite observations (CALIPSO) data : Algorithm description. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26(10.1175/2008JTECHA1221.1) :1105–1119.
- [Zelinka et al., 2012a] Zelinka, M. D., Klein, S. A., and Hartmann, D. L. (2012a). Computing and partitioning cloud feedbacks using cloud property histograms. Part I : Cloud radiative kernels. *J. Climate*, 25 :3715–3735.
- [Zelinka et al., 2012b] Zelinka, M. D., Klein, S. A., and Hartmann, D. L. (2012b). Computing and partitioning cloud feedbacks using cloud property histograms. Part II : Attribution to changes in cloud amount, altitude, and optical depth. *J. Climate*, 25 :3736–3754.

- [Zhang et al., 1999] Zhang, Y., Macke, A., and Albers, F. (1999). Effect of crystal size spectrum and crystal shape on stratiform cirrus radiative forcing. *Atmos. Res.*, 52 :59–75.
- [Zhao and Weng, 2002] Zhao, L. and Weng, F. (2002). Retrieval of ice cloud parameters using the advanced microwave sounding unit. *J. Appl. Meteor*, 41 :384–395.
- [Zhou et al., 2011] Zhou, Y. P., Xu, K.-M., Sud, Y. C., and Betts, A. K. (2011). Recent trends of the tropical hydrological cycle inferred from Global Precipitation Climatology Project and International Satellite Cloud Climatology Project data. *Journal of Geophysical Research*, 116.

